Fonctionnement hydrologique des têtes de bassin versant tourbeuses du Nord-Est du Massif Central

Jérôme Porteret

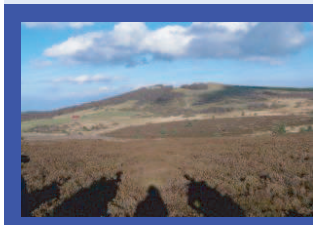
Université Jean Monnet
Centre de Recherche sur
l'ENvironnement et l'AMénagement

THÈSE

Pour obtenir le grade de

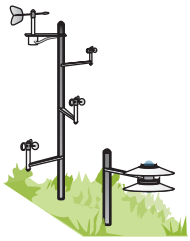
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE SAINT-ETIENNE

spécialité : Interface Nature Société

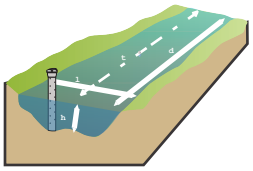


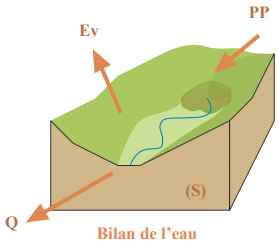
Présentée et soutenue publiquement le 8 décembre 2008 par

Jérôme PORTERET



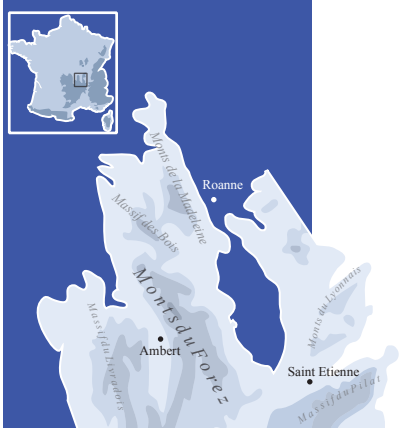
Fonctionnement hydrologique des têtes de bassin versant tourbeuses du Nord-Est du Massif Central





Jury

COSANDEY Claude	Directeur de recherches Laboratoire de Geographie physique "Pierre Birot" CNRS	Rapporteur
CUBIZOLLE Hervé	Professeur Université Jean Monnet, Saint-Etienne	Directeur de thèse
ETLICHER Bernard	Professeur Université Jean Monnet, Saint-Etienne	Codirecteur, examinateur
FRANCEZ André Jean	Maître de Conférence HDR Université de Rennes 1	Rapporteur
GRAILLOT Didier	Directeur de Recherches Ecole Nationale Supérieure des Mines, Saint-Etienne	Examinateur
PENAUD François	Agence de l'eau Loire-Bretagne	Invité



Université Jean Monnet

Centre de Recherche sur l'ENvironnement et l'AMénagement

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE SAINT-ÉTIENNE

Interface Nature Société

Présentée et soutenue publiquement

par

Jérôme PORTERET

le lundi 8 décembre 2008

Fonctionnement hydrologique des têtes de bassin versant tourbeuses du Nord-Est du Massif Central

Sous la direction de

CUBIZOLLE Hervé

Remerciements

… tout d'abord à Hervé Cubizolle qui m'a accompagné pendant ces années de recherche. Rien n'aurait été possible sans son intense activité pour trouver les financements nécessaires à l'équipement des sites.

… à Bernard Etlicher pour avoir co-dirigé ce travail et apporté son expertise sur des terrains qu'il connaît bien.

… à Claude Cosandey et André Jean Francez qui m'ont fait l'honneur d'avoir accepté d'être les rapporteurs de ma thèse, ainsi qu'à Didier Graillot qui a accepté d'être membre de mon jury.

… à François Penaud, représentant de l'Agence de l'Eau Loire Bretagne, invité au jury, mais également aux représentants des collectivités et structures qui gèrent les sites étudiées, Laurent Russias (CG42), Fabrice Frappa (CREN Rhône-Alpes) et Armelle Sicard (APCPNR) avec qui nous avons pu échanger autour de la gestion des tourbières.

… aux personnes qui ont apporté leur collaboration scientifique à cette recherche : Frédéric Gal et Christophe Renac (laboratoire Transferts Lithosphériques de l'UJM), Jacques Barbe (CEMAGREF Lyon) ou Djamel Mimoun et Mireille Batton-Hubert (centre SITE de l'ENSMSE) ; mais également l'ensemble des membres du programme PETRA, autour d'Arlette Laplace-Dolonde et Fabrice Grégoire.

… aux membres du CRENAM, qui ont dû parfois subir les dommages collatéraux de la réalisation de cette thèse. Il s'agit plus particulièrement des doctorants, anciens ou nouveaux, d'Arnaud, POM, Renaud, Jack Carver, Catherine, les Dupuis ou Carole. Une pensée particulière pour Céline qui aura fait preuve d'un grand dévouement dans les derniers jours de finalisation du texte. A charge de revanche…

Je ne voudrais oublier personne, nombreux sont ceux qui ont de près ou de loin contribué à la réalisation de ce travail. De l'installation des premiers équipements à l'achèvement du texte, nombreux sont ceux et celles, étudiants, amis, etc., que je souhaiterais remercier.

Bien évidemment, mes pensées vont à tous mes proches ma famille, mes parents et particulièrement Cécile et Elise qui par leurs relectures auront tenté de faire disparaître les coquilles et fautes d'orthographe.

A Elise, Emma et Fantine,

Pour Jean-Pierre ...

Résumé

Après des décennies de désintérêt total et de destructions par le drainage et l'extraction de tourbe, les tourbières sont finalement considérées depuis une dizaine d'années comme des écosystèmes d'un intérêt majeur, tant du point de vue de la ressource en eau qu'elles stockent que de la diversité biologique qu'elles abritent et des archives paléoenvironnementales qu'elles conservent. Pourtant, la connaissance du fonctionnement hydrologique de ces zones humides restait lacunaire. Hormis les travaux du XVIIe et XIXe que nous avons redécouvert lors de cette étude, les publications scientifiques françaises sur la question sont rares.

Ce travail s'est inscrit dans le cadre des programmes de recherche lancés dans le Massif Central oriental avec le double objectif d'assurer les missions de recherche fondamentale notamment afin de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique des tourbières et répondre aux questions des gestionnaires engagés dans la conservation et la restauration de ces zones humides.

Ne disposant d'aucune donnée sur la dynamique actuelle des tourbières du Nord-Est du Massif Central, la sélection des tourbières pilotes et de leur bassin versant pour la mise en place du dispositif expérimental occupe une place importante du travail. Malgré les financements et le soutien des collectivités l'acquisition, l'installation, le paramétrage et la maintenance des appareils de mesure, malmenés par les conditions climatiques rudes de la montagne, aura constitué la principale difficulté de cette étude.

Nous avons donc abordé, dans ces pages, la problématique du rôle hydrologique des tourbières en deux volets. Nous montrons dans quelle mesure le fonctionnement hydrologique des tourbières sélectionnées est conforme aux modèles dont nous disposons à travers l'importante littérature internationale, principalement anglo-saxone. Ensuite, nous évaluons l'impact de la présence des tourbières à l'échelle des têtes de bassins versants.

Les tourbières hautes comme les tourbières basses constituent d'importants stocks d'eau. Les principaux résultats mettent en avant la spécificité des tourbières vis-à-vis de la restitution de l'eau qui arrive à leur surface. Elles influent sur les volumes d'eau évapotranspirés, stockés et écoulés. Leur capacité d'absorption de l'eau dans l'acrotelm, en favorisant la désynchronisation des flux, leur confère un rôle de régulation des

écoulements dont l’efficacité varie au cours de l’année hydrologique. Toutefois, au-delà de leur capacité de stockage intrinsèque, qui dépend de la géométrie de la tourbière, c'est-à-dire sa forme, sa taille, son épaisseur, les tourbières, même de petite taille, en raison de leur position, peuvent influer considérablement sur la dynamique hydrologique des bassins versants. Les échanges entre ces milieux saturés, dans lesquels la circulation de l’eau est très lente, et les nappes de versant étant faibles, elles peuvent constituer des verrous hydrologiques qui limitent la vitesse de vidange des nappes et permet un soutien des débits des cours d’eau.

Les résultats de cette étude nous permettent au final d’affirmer, en terme de gestion de la ressource en eau, la nécessité d’une prise en compte globale des milieux tourbeux à l’échelle des bassins versants.

Mots clés : hydrologie, tourbières, zones humides, bassin versant, Massif Central Oriental, suivi scientifique, bilan de l’eau, Modélisation, SIG, gestion des milieux naturels.

Hydrological functioning of upland peat catchment of the north-east of Massif Central

Abstract :

After decades of neglect and total destruction by drainage and extraction of peat, mires have finally been considered over the last ten years as ecosystems of major interest, both in terms of water resources that they store, the biodiversity they contain, and paleoenvironmental records they retain. However, knowledge of the hydrological functioning of these wetlands remained incomplete. Apart from the works of the eighteenth and nineteenth centuries, we rediscovered during the study that the French scientific publications on this issue are rare.

This work was part of research programs launched in the Eastern Massif Central with the dual objective of ensuring missions including basic research for a better understanding of water bogs and answering questions from managers engaged in conservation and restoration of the wetlands.

Due to the lack of data on the current dynamics of mires from the north-east of the Massif Central, the selection of pilot peatlands and their watershed for the establishment of the experimental procedure is an important part of this work. Despite the funding and support of communities, the acquisition, installation, configuration and maintenance of measuring devices, abused by harsh climatic conditions, were the main difficulty in this study. In these pages, we discussed in two parts the problematic of hydrological role of mires. First we show how the hydrological functioning of peatlands complies with selected models available within the important international literature, mainly Anglo-Saxon. Then we assess the impact of the presence of mires at the level of heads of watersheds.

The bogs as well as the fens are large stocks of water. The main results highlight the uniqueness of peatlands towards the restoration of water coming into their surface. They affect the volumes of water evaporation, stored and disposed of. Their ability to absorb water in the acrotelm, promoting flow desynchronization, gives them a regulating role which effectiveness varies during the hydrological years. However, beyond their intrinsic storage capacity, which depends on the geometry of the bog (i.e. shape, size, thickness), peatlands even small in size due to their position, may affect the dynamics of water

catchments areas. Exchanges between these saturated zone, in which the water flow is very slow and the slicks side are weak, may constitute hydrological locks which limit the speed of groundwater discharge and support rivers flow.

The results of this study finally allow to state, in terms water resources management, that a global consideration of the mires at the level of watersheds is very much needed.

Keywords : hydrology, peatlands, wetlands, watershed, Massif Central Oriental, scientific follow-up, water balance, modeling, GIS, management of ecosystems.

Sommaire

Introduction générale

Le travail que nous présentons ici a pour objet l'étude du fonctionnement hydrologique des bassins versants tourbeux du Nord-Est du Massif Central français. Nous étudions, à partir des caractéristiques hydrauliques des tourbières et de leur hydrologie, le rôle qu'elles jouent dans la dynamique des écoulements des bassins versants de la moyenne montagne granitique. En s'intéressant au rôle des zones humides et, plus particulièrement, des tourbières, ce travail de recherche se situe au cœur des problématiques liées à la gestion de la ressource en eau. Parce que, comme l'écrivait J.N Degorce, en introduction de son travail de thèse [Degorce 1995], à propos de la connaissance des zones humides « la seule certitude est qu'on y trouve l'eau ».

La France est un pays relativement riche en eau pour plusieurs raisons : sa pluviométrie, son relief, ses nappes souterraines et l'extension de son réseau hydrographique. Pourtant l'accroissement de la population, l'urbanisation, l'industrialisation et l'intensification de l'agriculture ont entraîné une explosion des prélèvements et une augmentation des pollutions dans la deuxième moitié du XXe siècle. Les travaux scientifiques conduits aux cours des deux dernières décennies ont mis en lumière les atteintes portées aux hydrosystèmes [Amoros et Petts 1993, Bravard et Petit 1997, Cubizolle 1997, Cosandey et Robinson 2000] et entraîné une prise de conscience collective de la nécessité de mieux gérer la ressource en eau. Le problème est d'autant plus important que la répartition des ressources sur le territoire n'est pas uniforme. Il n'y pas d'adéquation entre la localisation des ressources en eau et celle de la demande des grandes zones de consommation (un français consomme 150 à 200 litres d'eau par jour [Ifen 2005]). Cette inégalité est accentuée par la pollution des nappes qui rend impropre à la consommation d'importants volumes d'eau [Lévêque 1996].

La question de la pérennité de la ressource est donc posée, tant en terme de qualité que de quantité, d'autant plus que les évolutions climatiques récentes et les scénarios présentés pour le futur, font de la bonne gestion de la ressource en eau une question essentielle [Carpenter et al. 1992, Panagoulia et Dimou 1996, Arnell 1999, Vorosmarty et al. 2000]. Il paraît donc aujourd'hui bien loin le temps où l'eau pouvait être considérée comme une ressource inépuisable et, dans ce contexte, la perception des zones humides et des tourbières a fondamentalement changé comme nous allons le voir maintenant.

1 - De la destruction à la protection : une prise de conscience de l'intérêt des zones humides.

> Art.1 - L'eau fait partie du patrimoine commun de la nation. Sa protection, sa mise en valeur et le développement de la ressource utilisable, dans le respect des équilibres naturels, sont d'intérêt général.
>
> Art.2 - Les dispositions de la présente loi ont pour objet une gestion équilibrée de la ressource en eau. Cette gestion équilibrée vise à assurer la préservation des écosystèmes aquatiques, des sites et des zones humides ; on entend par zone humide les terrains, exploités ou non, habituellement inondés ou gorgés d'eau douce, salée ou saumâtre de façon permanente ou temporaire ; la végétation, quand elle existe, y est dominée par des plantes hygrophiles pendant au moins une partie de l'année.
>
> LOI n° 92-3 du 3 janvier 1992 sur l'eau

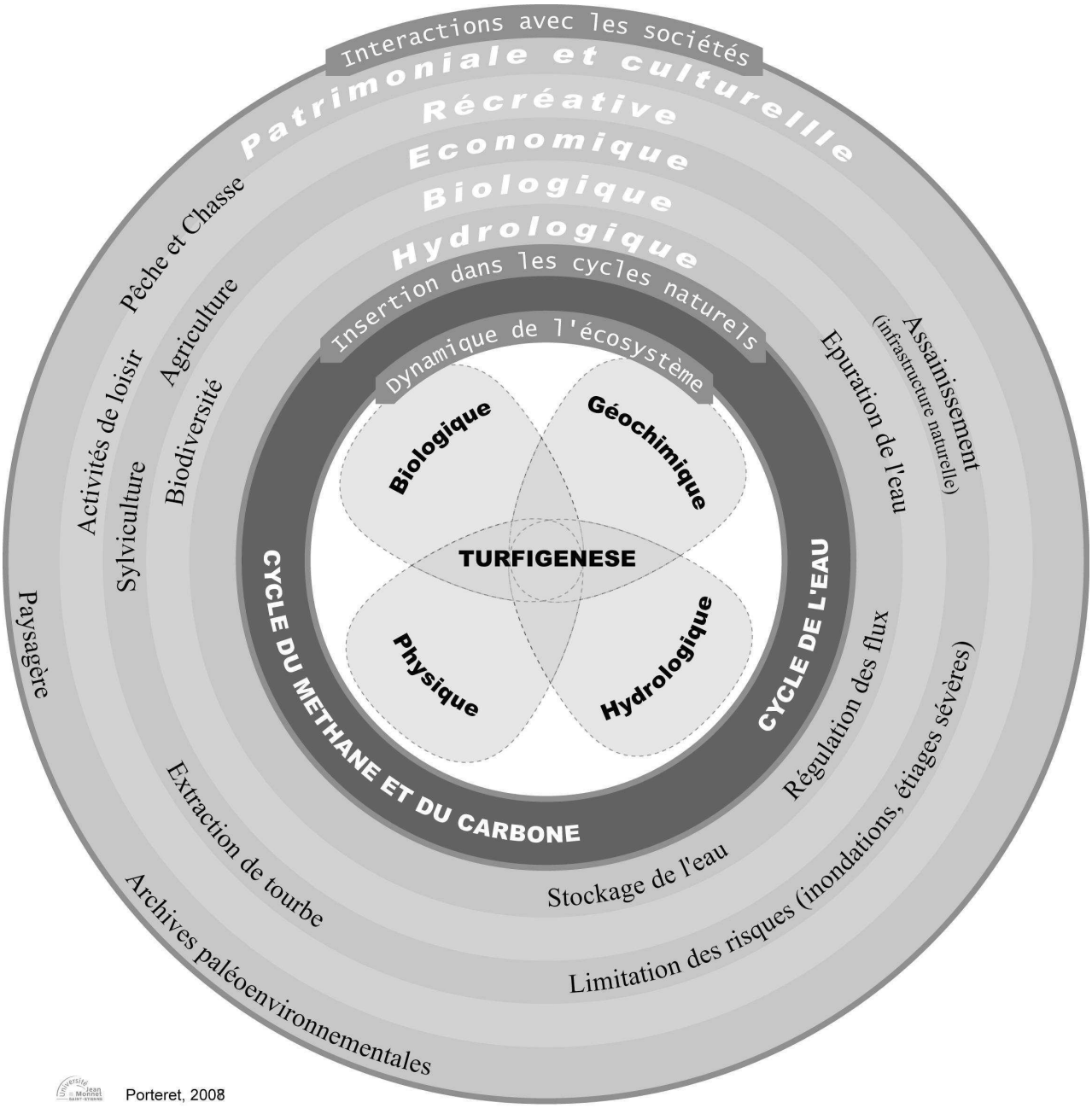
Longtemps qualifiées de territoires insalubres, foyers de paludisme ou de malaria, de réputation maléfique, obstacles aux voies de transport et sans grande valeur agricole, les zones humides ont été systématiquement asséchées au nom du progrès, de la conquête de terrains agricoles supplémentaires et de l'assainissement [Derex 2001]. Les premiers assèchements de grande ampleur connus remontent à l'Antiquité et se poursuivent dans le cadre des travaux monastiques durant tout le Moyen-âge. A partir du XIIe siècle, elles acquièrent une mauvaise réputation auprès des élites politiques et scientifiques, et l'assèchement des zones humides devient une affaire d'état sous Henri IV avec la mise en place des premiers codes de desséchement [Derex 2001]. Ainsi, toutes les grandes régions humides françaises ont fait l'objet, tôt ou tard, de gigantesques projets de drainage, dont certains n'ont été abandonnés que récemment.

On estime ainsi que près des deux tiers des zones humides originelles françaises ont été détruites (Tab.1). Le besoin de terres agricoles lié au surpeuplement des campagnes durant le Second Empire mais surtout le développement de techniques modernes de drainage, avec l'introduction de pompes à moteur, ont considérablement accélèré la vitesse de destruction de ces écosystèmes [Ladurie 1994, Jacob 2005]. Toutefois, c'est durant le XXe siècle que les surfaces de zones humides régressent le plus rapidement. En 100 ans, près de 2,5 millions d'hectares de zones humides ont disparu, dont la moitié entre 1960 et 1990 en relation avec l'urbanisation, l'intensification agricole, les modifications hydrauliques et la régulation des débits des cours d'eau [Gasowski 1994].

Tableau 1 - Superficies des tourbières depuis le XIXe siècle

Evaluation des surfaces de tourbières en France		
date	hectares	
XIXe	**1200000**	Dictionnaire universel du XIXe siècle *dans De Mongolfier*
1870	**1200000**	Bosc
1901	**600000**	Larbalétrier
1925	**500000**	Marcotte
1929	**400000**	Kimpling
1945	**120000**	Manneville et Conservatoire des Espaces naturels
1999	**100000**	International Peat Society
2006	**100000**	Pôle relais tourbières

Figure 1 - Fonctions et valeurs des tourbières



Après des siècles de destruction, la fin du XXe siècle voit un retournement complet de la perception des zones humides. Ainsi, ces espaces autrefois répulsifs suscitent des intérêts grandissants. Ils se voient attribuer de nombreuses fonctions qui justifient la mise en place de politiques de préservation. Cette évolution est à mettre en relation avec les transformations des pratiques agricoles qui s'intensifient et délaissent les secteurs les moins favorables. Dans un même temps, la multiplication des pollutions et des catastrophes écologiques fait prendre conscience à la société française de l'intérêt de protéger l'environnement. La communauté scientifique met alors en avant le potentiel écologique représenté par les zones humides qui constituent un véritable patrimoine naturel. La notion d'infrastructure naturelle remplissant de multiples fonctions est mise en avant [Barnaud 1997, Barnaud et Mondain-Monval 2001] et les services que les zones humides rendent aux sociétés humaines sont chiffrés en terme de coût, coût des installations qu'elles remplacent ou des interventions de gestion qu'elles évitent [Fustec et Lefeuvre 2000].

Nous pouvons faire un bilan des fonctions remplies par ces écosystèmes [Adamus 1983, Barnaud 1996, Fustec 1996, Fustec et Lefeuvre 2000] (Fig.1) :

- les fonctions hydrologiques vis-à-vis des écoulements. Il s'agit du rôle des zones humides dans la recharge des nappes, le soutien des débits des rivières, le contrôle des crues, la dissipation des forces érosives ou la rétention des sédiments ;
- les fonctions biologiques de ces écosystèmes qui ne représentent que 3% du territoire français, mais rassemblent une très grande diversité floristique et faunistique (50% des espèces d'oiseaux et 30% des espèces remarquables et menacées). Elles jouent un rôle de régulation microclimatique et de filtre épurateur physique et biologique pour les cours d'eau ;
- les fonctions de production qui ont permis, au cours de l'histoire, le développement de multiples activités. Elles ont souvent constitué un complément aux activités agricoles. Ainsi, même une herbe de mauvaise qualité permet d'élever un bétail abondant et de réserver les bons prés pour les bêtes de labour. Mais les zones humides ont pu également être au centre d'activités commerciales rémunératrices comme l'exploitation de tourbe (de l'ordre de 400 000 m^{3} en 1995) ou le marché de la sangsue (*Hirudo medicinalis*) longtemps utilisée en médecine [Derex 2001];

- enfin, les fonctions liées à la valeur culturelle et touristique de certaines zones humides associée à leur aspect paysager, mais également le rôle qu'elles se sont vu attribuer dans le dispositif éducatif et pédagogique.

Cette prise de conscience s'est traduite à partir des années 1970 par la mise en place de législations nationales et européennes s'inscrivant dans la lignée de la convention RAMSAR (1971, ratifiée par la France en 1986) ou de la convention sur la biodiversité (ratifiée en 1994) [Barnaud et Le Bloch 1996]. Les directives européennes oiseaux et habitats (1979 et 1992) ont donné lieu aux programmes Life / Nature, dont le programme Tourbières de France (1995-1998). En France, la loi sur l'eau du 3 janvier 1992 a placé la préservation des écosystèmes aquatiques et des zones humides comme une priorité de la gestion de l'eau. La mise en œuvre de cette politique s'est traduite par la mise en place de Schémas Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SDAGE) à l'échelle des bassins versants et de Schémas d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SAGE) à l'échelle des unités hydrographiques. De 1997 à 2001, le Programme National de Recherches sur les Zones Humides a contribué à la bonne prise en compte des zones humides dans ces dispositifs et la nouvelle loi sur l'eau, promulguée le 30 décembre 2006, fixe un nouvel objectif avec la reconquête de la qualité des eaux pour atteindre leur bon état écologique en 2015.

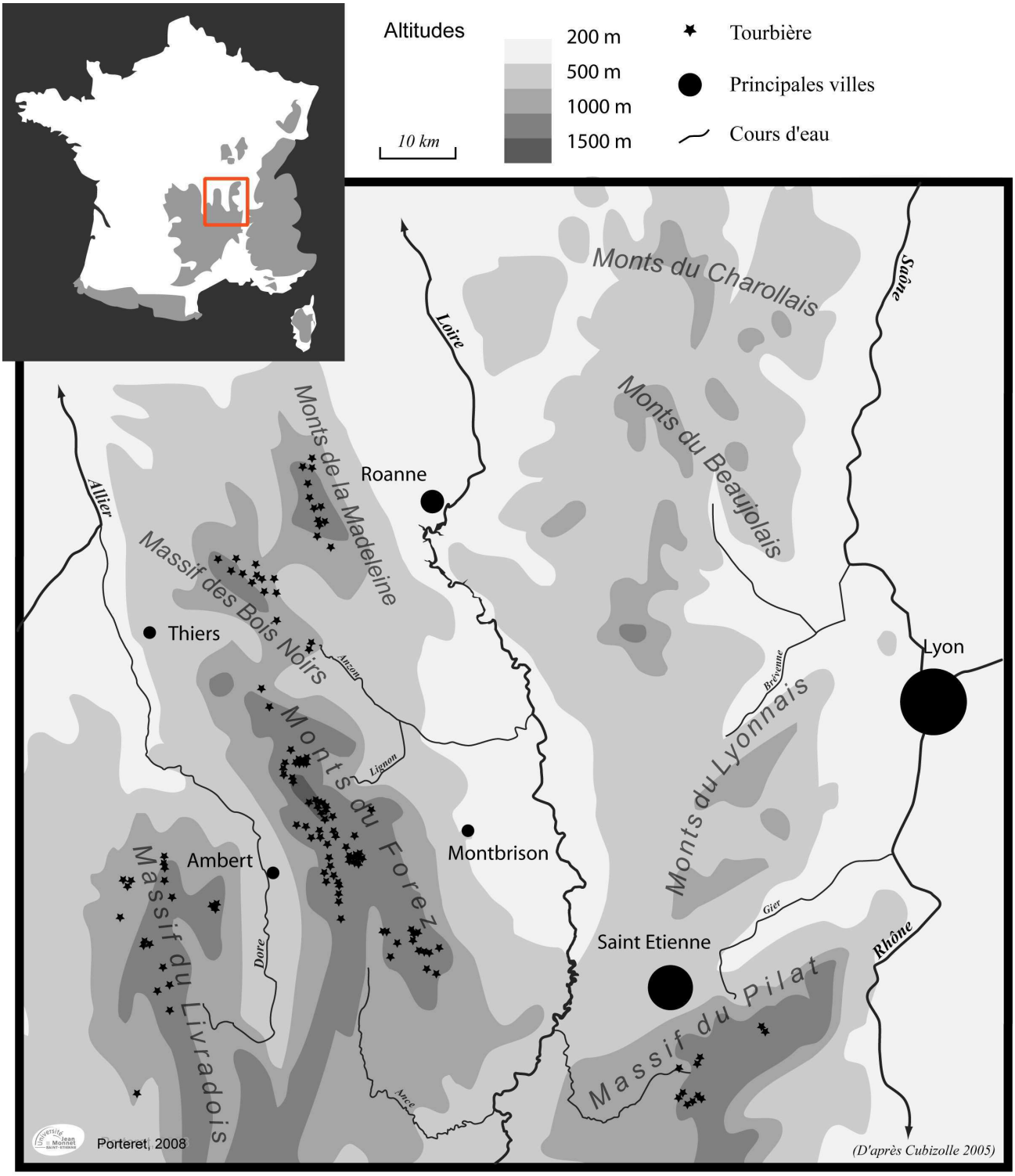
Ainsi, face à la nécessité de bonne gestion de la ressource en eau, les zones humides et les tourbières sont devenues des objets privilégiés d'intervention pour les gestionnaires [Cubizolle et al. 2003a]. A ce titre, le massif du Forez, et plus généralement le Nord-Est du Massif Central, sont un bon exemple de la dynamique scientifique et politique qui s'est mise en place depuis une quinzaine d'années autour de ces thématiques.

2 - Une recherche dynamique au Nord-Est du Massif Central

Le Nord-Est du Massif Central est un terrain privilégié pour la recherche sur le fonctionnement des têtes de bassins versants tourbeuses et ce pour trois raisons :

- Tout d'abord, ces massifs de moyenne montagne sont couverts par de nombreuses zones humides. Au dessus de 800 m d'altitude, il s'agit principalement de tourbières (Fig.2). Ces tourbières se situent aux marges méridionales de leur aire optimale de développement dans l'hémisphère nord [Lappalainen 1996]. Alors que leur superficie est en constante régression en France depuis le début du XIXe siècle, du

Figure 2 - Les principales tourbières du Nord-Est du Massif Central



fait principalement du drainage et de l'extraction de tourbe, les tourbières du Massif du Forez ont été relativement préservées, y compris de l'intensification de l'agriculture. En effet, l'exploitation industrielle est restée très ponctuelle (1 site) et les secteurs d'altitude ont été très marqués par une déprise agricole initiée dès le début du XXe siècle. Toutefois, la mise en valeur sylvicole (plantations d'épicéas) accompagnée de drainages a pu entraîner des nombreuses qu'il faut prendre en compte.

- Ensuite, l'implication des collectivités territoriales dans la gestion des tourbières a été précoce et volontaire. En effet, les tourbières possèdent une forte valeur patrimoniale. Elle tient d'une part à leur intérêt écologique et notamment à la présence d'espèces végétales et animales originales et spécifiques, témoins des périodes climatiques froides passées, et d'autre part à leur intérêt hydrologique et archéologique mis en avant par les études paléoenvironnementales. Ainsi, au début des années 1990, le Conseil Général de la Loire lance un projet de préservation des tourbières ligériennes dans le cadre de sa politique des Espaces Naturels Sensibles. Il s'agit alors d'inventorier ces milieux remarquables par leur biodiversité. De 1997 à 1999, le travail d'inventaire se poursuit à l'échelle de la région Rhône-Alpes sous l'égide du Conservatoire Rhône-Alpes des Espaces Naturels. A partir de là, le département de la Loire (2001 à 2004), la région Rhône-Alpes (2003 à 2005) et l'Agence de l'eau Loire Bretagne (2004 à 2008) vont financer des programmes de recherche, mis en place par l'Université Jean Monnet (CRENAM), afin d'améliorer la connaissance de l'histoire et du fonctionnement de ces zones humides.
- Enfin, parce que ce travail de recherche s'inscrit dans un contexte scientifique local très favorable. Les premiers travaux abordant les tourbières du Nord-Est du Massif Central datent de la première moitié du XXe siècle [Chassagne 1938, Lemée 1941, Dubois 1945, Lemée 1945, Dubois 1946]. Il s'agit alors d'étudier l'histoire de la végétation locale et régionale, notamment à travers l'étude du pollen conservé dans la tourbe. Parallèlement à ces travaux naturalistes, l'inventaire national des tourbières, réalisé dans la perspective d'une exploitation minière de la tourbe, recense et cartographie de nombeux sites [Dubois 1949]. Puis, pendant une quarantaine d'années, les tourbières du Nord-Est du Massif Central vont disparaître de la littérature scientifique. C'est dans les années 1990, que l'intérêt nouveau suscité par les zones humides, se traduit par la publication de nouveaux travaux. Ainsi, dans la continuité des problématiques sur les hydrosystèmes [Bethemont et

Bret 1983, Joliveau et Béthemont 1997, Bethemont 1999], un axe de recherche sur les zones humides se met en place au sein de l'Université de Saint Etienne et de l'Unité Mixte de Recherche CNRS « Environnement, Villes et Sociétés ». J.N Degorce aborde sous l'œil du géographe, la question de la répartition des tourbières du département et des relations entre l'homme et les milieux humides [Degorce 1990, 1991]. Ensuite, à partir de 1997, un important travail de terrain est entrepris, sous la direction de H. Cubizolle, dans la perspective d'étudier l'intérêt paléoenvironnemental de la mise en place des tourbières du Nord-Est du Massif Central [Cubizolle et al. 2003b, Cubizolle 2005b]. Près d'une centaine de sites tourbeux est répertoriée, visitée et décrite de manière détaillée dans les Monts du Forez. Pour la plupart, les résultats sont présentés dans des mémoires de Maîtrise, des rapports de stage [Nyergues et Pinter 1999 , Tourman 1999, 2000, David et Valyon 2000, Porteret 2001, 2002, Sciaux 2003, Plevy et Cholet 2004] ou des travaux scientifiques divers [Thebaud et al. 2003 , Cubizolle et al. 2004, 2005, Tourman 2007]. Cette connaissance des sites va contribuer au développement de coopérations avec les gestionnaires et permettre le développement de nouvelles problématiques. Cela s'est traduit par la mise en place d'un programme d'études pluridisciplinaires autour des tourbières (Programme d'Étude des Tourbières de Rhône-Alpes – CEMAGREF, Ecole Normale Supérieure de Lyon, Université de Savoie, Université Lumière et Université Jean Monnet), qui, entre 2003 et 2005, a abordé les questions relatives au fonctionnement de ces écosystèmes. Le travail que nous proposons participe donc à cet effort de recherche initié il y a une dizaine d'années, et qui se poursuit avec les thèses de C. Sacca et S. Châtelard.

3 - Un axe de recherche oublié en France

> Le fonctionnement hydrologique et hydrogéologique des zones humides est un domaine qui est encore peu exploré, particulièrement en France. Les études très ponctuelles, […], fournissent en général peu d'informations et peuvent même conduire à des conclusions erronées. La connaissance du fonctionnement hydrologique global de ces milieux humides est pourtant fondamentale…
>
> [Bendjoudi et Marsilly 2000]

Si les tourbières se sont vues attribuer de nombreuses fonctions hydrologiques, qui ont permis d'assurer la promotion des mesures de conservation auprès des élus et du public, ces fonctions n'en restent pas moins discutées dans la communauté scientifiques [Fustec et Lefeuvre 2000]. L'histoire de la recherche sur les tourbières démarre véritablement à la fin du XVIIIe siècle. La tourbe fait alors l'objet d'un fort intérêt pour sa qualité de combustible. Aussi, de nombreux ouvrages traitent-ils de la définition de la tourbe et des lieux où elle se forme, les tourbières. Toutefois, les questions principales qu'il faut alors résoudre tiennent au meilleur mode d'exploitation et de transformation de la tourbe en un combustible plus performant (méthodes de carbonisation). L'essor de la houille durant le XIXe siècle contribue à diminuer l'intérêt pour la tourbe. Les tourbières disparaissent progressivement des travaux scientifiques. C'est seulement avec le développement de la palynologie et des études botaniques au milieu du XXe siècle que les tourbières vont de nouveau faire l'objet d'un intérêt particulier.

La littérature internationale, anglo-saxonne notamment, est incomparablement plus riche. En effet, dans les régions couvertes par de très vastes superficies de tourbières, comme l'Irlande (13000 km^2) ou l'Ecosse (8000 km^2), la question du fonctionnement hydrologique de ces zones humides s'est posée, depuis le XIXe siècle, dans l'optique d'améliorer les dispositifs de drainage [Ivanov 1981, Ingram 1983]. En effet, au-delà de l'exploitation de la tourbe comme combustible, il s'agit de permettre le développement des activités agricoles et d'améliorer les techniques pour la construction des infrastructures de communication. L'apogée de cette thématique est marquée par le symposium de Minsk en 1972 [Iash 1975]. Ce n'est donc qu'à la fin du XXe siècle, que l'hydrologie des tourbières est étudiée dans la perspective de répondre à la nécessité de conservation et/ou de restauration des tourbières [Joosten 1995, Charman 2002, Joosten et Clarke 2002]. En France, les bases de la recherche sur ce thème ont été posées par le Programme National de Recherche sur les Zones Humides, qui s'est achevé en 2001 [Dzikowski et Laplace-Dolonde 2001]. Toutefois, les connaissances restent encore très lacunaires. En effet, les études menées sur les tourbières françaises n'ont pas, jusqu'ici, bénéficié de suivi scientifique à long terme indispensable à la bonne compréhension du fonctionnement de ces hydrosystèmes.

Il nous est donc apparu essentiel dans notre démarche de mettre en place un dispositif de mesures permettant ce suivi à moyen et long terme du fonctionnement hydrologique des tourbières et de leur bassin versant. Cette démarche repose sur une connaissance très

précise des sites qui ne peut être garantie que par un important travail de terrain. L'instrumentation et la collecte de données représentent donc une part importante de notre travail. Elle doit permettre de constituer une base de données solide pour l'étude scientifique. Par ailleurs, l'analyse du rôle hydrologique des tourbières dans le fonctionnement des bassins versants nous a amené à utiliser des méthodes et des outils d'analyse spatiale et de modélisation. Notre étude se placera donc à deux échelles d'analyse :

- Tout d'abord, à l'échelle de la tourbière. Il s'agit alors d'établir le bilan de l'eau de la tourbière et de mieux comprendre comment elle circule au sein de la masse tourbeuse. La tourbe est un matériel organique qui contient plus de 90% d'eau, dont la porosité intrinsèque peut faire des tourbières de formidables réservoirs d'eau. Il faut néanmoins étudier la question de manière dynamique en s'intéressant aux variations du niveau de saturation des tourbières.
- Ensuite, il s'agit d'appréhender l'impact de la présence de tourbières dans le fonctionnement des bassins versants. La complexité des situations, tourbières bombées, basses, de couverture,… etc., ne favorise pas l'émergence d'un point de vue unanime. Il s'agit alors de savoir quelles sont les relations entre la nappe d'eau contenue dans la tourbe et celle du substrat granitique sous-jacent.

Après avoir mieux défini nos objets d'étude et fait l'état de l'art sur la question, nous présenterons dans une première partie, notre dispositif de recherche à travers la mise en place de sites expérimentaux. La deuxième partie présentera les résultats obtenus sur lesquels nous nous appuierons pour, dans la troisième partie, nous consacrer à l'analyse de la capacité des tourbières à jouer un rôle hydrologique et discuter de leur impact sur le fonctionnement des têtes de bassin versant.

1ère partie

Cette première partie va nous permettre de préciser les cadres scientifiques et géographiques de cette étude. Nous définirons donc de manière précise notre objet d'étude, car le terme de tourbière rassemble une grande diversité de situations. Nous ferons ensuite un bilan des connaissances scientifiques sur le fonctionnement des écosystèmes tourbeux et sur leur caractéristique dans le fonctionnement hydrologique des bassins versants. Ce bilan s'appuie sur près de deux siècles d'études de part le monde, une période au cours de laquelle les objectifs et les méthodes ont considérablement évolué. Un travail considérable d'analyse bibliographique a été effectué grâce au développement des outils de recherche sur le Web, ainsi qu'à la mise en ligne des articles récents et la numérisation d'ouvrages anciens.

Nous montrerons ensuite les spécificités du domaine de moyenne montagne cristalline du Nord-Est du Massif Central. En s'intéressant aux aspects morphologiques, hydrologiques et climatiques de cet ensemble, nous détaillerons les caractéristiques des bassins versants étudiés.

Enfin, nous présenterons notre dispositif de recherche. Le fonctionnement hydrologique de ces hydrosystèmes complexes, n'a, jusqu'ici, jamais été étudié pour le secteur qui nous intéresse. Il a donc été nécessaire de définir des bassins versants expérimentaux au sein desquels nous avons mis en place des équipements pour l'acquisition des données.

1. Tourbières et hydrologie

Si de nombreux travaux ont été conduits en France pour étudier le fonctionnement hydrologique des bassins versants [Cosandey et Robinson 2000], la spécificité de notre étude tient à l'intérêt porté au rôle hydrologique des tourbières. Nous avons donc mené un travail bibliographique pour faire un point sur les connaissances relatives à l'hydrologie des tourbières. Le développement de base de données et d'outils de recherches bibliographique sur Internet au cours des dernières années, nous a permis d'accéder à une grande quantité d'articles scientifiques. C'est dans le cadre de ce travail, et grâce à la numérisation des ouvrages anciens, que nous avons ainsi redécouvert un volet oublié de la recherche française sur les tourbières. Nous débuterons donc cette partie en retraçant l'histoire de la recherche sur l'hydrologie et le rôle hydrologique des tourbières.

1.1 Perspective historique de l'étude des tourbières

1.1.1 Les premiers acquis

L'utilisation de la tourbe est attestée depuis l'Antiquité chez certains peuples de l'Europe du Nord. En effet, Pline et Tacite mentionnent son utilisation, « une espèce de terre qu'ils font sécher à l'ombre », comme combustible [Lesquereux 1844]. Si, en France, les chartes organisant et réglementant l'exploitation de tourbe par les communautés villageoises se développent à partir du XIIe siècle, les premières études techniques et scientifiques sur ce combustible apparaissent au milieu du XVIIe siècle (Lamberville 1631, Patin 1663). Au XVIIIe, la description de la tourbe est prise en charge par les encyclopédistes qui contribuent à la caractérisation, la classification et la description des lieux de formation du matériel tourbeux [De Charlevoix 1755, Mendes Da Costa 1757, Bertrand 1763, De Luc 1779, Le Maistre 1788, Reynier 1793, Rozier et al. 1793, Kirwan 1796].

1.1.2 La tourbe au cœur de la révolution industrielle

Avec l'essor de la révolution industrielle, au XIXe siècle, la tourbe suscite un intérêt grandissant. Dans toute l'Europe, les études et les ouvrages scientifiques traitant du sujet se

multiplient et deux axes de recherche s'individualisent peu à peu dans les travaux francophones et anglo-saxons.

1.1.2.1 Les travaux français et suisses

En France, c'est le caractère énergétique de la tourbe qui est l'objet de l'attention des chercheurs. Alors, qu'au début du XIXe siècle, la demande de combustible s'accroît, on cherche alors un combustible bon marché qui peut remplacer le bois devenu rare et coûteux (il ne reste alors que 9 millions d'hectares de forêt contre 15,5 actuellement). Les diverses observations réalisées par les naturalistes en Hollande et en Allemagne conduisent les ingénieurs et géologues à s'intéresser aux tourbières françaises. L'attention est plus particulièrement portée sur la composition de la tourbe et sur la capacité de la tourbe à se renouveler. Les traités de géologie, de minéralogie ou de chimie, mais également les manuels techniques pour l'exploitation des mines consacrent d'importants chapitres à la tourbe et aux tourbières [Brongniart 1807, Dumas 1828, D'halloy 1835, Lame Fleury 1837, Blanc 1844, D'orbigny et Gente 1851, Burat 1859, Noury 1859, Barreswil et Girard 1862, Girardin 1875, Aguillon 1886]. On étudie la chimie, la combustion de la tourbe et la vitesse du processus d'accumulation d'une ressource que l'on considère renouvelable. Il s'agit de mettre en place les méthodes d'exploitation les plus efficaces et de développer des procédés de carbonisation pour la mise en valeur de la tourbe sous forme de charbon [Ribaucourt 1787, Challeton De Brughat 1858]. Des inventaires précis de la ressource sont présentés pour la France et l'ensemble du globe et des monographies très complètes sur les tourbières apparaissent [Lesquereux 1844, Bosc 1870, Larbaletrier 1901]. La mise à jour des gisements de houille du Nord et de l'Est de la France, dans la deuxième moitié du XIXe siècle, va progressivement faire perdre de leur intérêt aux tourbières et conduire à leur oubli par la recherche en France.

1.1.2.2 Les recherches anglo-saxonnes

Dans les îles britanniques, l'utilisation domestique de la tourbe pour le chauffage est une pratique anciennement reconnue [Holland 1835, Rycroft 1975a]. Toutefois, compte tenu de l'importance des gisements et de la production de charbon (80 millions de tonnes contre seulement 8 millions en France en 1860), l'exploitation industrielle de la tourbe n'a pas fait l'objet de réflexions aussi importantes qu'en France. Pourtant, la présence de vastes superficies de tourbières sur le territoire britannique n'a pas laissé les scientifiques indifférents (les 11450 hectares de tourbières de l'Irlande occupent 13,5% de la surface de

l'île - General View of Agriculture). Les recherches se sont orientées, durant le XIXe siècle, vers le drainage, la mise en valeur agricole et les techniques de construction sur sol tourbeux. La pression humaine sur ces espaces est rendue forte par la croissance démographique, mais sans doute également par la Grande Famine Irlandaise, qui de 1845 à 1949, entraîna une partie des deux millions d'émigrants irlandais vers l'Angleterre et l'Ecosse. On s'intéresse donc aux tourbières d'un point de vue agronomique en développant les techniques de drainage [Elkington 1801, Pictet 1808], les méthodes de culture sur tourbe et en étudiant les procédés de fertilisation par les cendres de tourbe [Holland 1835]. D'autre part, la découverte dans les tourbières de nombreux vestiges archéologiques (outils, corps humains, troncs d'arbres coupés) initie des réflexions sur les processus d'accumulation de la matière organique et les espèces végétales qui la composent [Hoole 1800, Bakewell 1833, Greeley 1851, Antisell 1852].

C'est donc indirectement que la connaissance sur le fonctionnement hydrologique des tourbières se développe dans les études des ingénieurs, techniciens et scientifiques qui cherchent les meilleures méthodes pour assécher les tourbières.

1.1.3 Les premières réflexions hydrologiques

Dès les premiers travaux de description, la tourbe, gorgée d'eau, a été comparée à l'éponge [De Luc 1779, Rozier et al. 1793]. Les tourbières sont donc rapidement présentées comme des réservoirs capables d'absorber l'eau [Thilorier 1815]. Des études microscopiques s'intéressent plus particulièrement aux sphaignes et à l'eau qu'elles contiennent. Des expérimentations sont réalisées sur leur capacité d'absorption et sur l'évaporation qu'elles génèrent [Pelouze 1839, Lesquereux 1844, Girardin 1875]. Toutefois, ce n'est qu'au milieu du XIXe qu'apparaissent les premières véritables réflexions concernant le fonctionnement hydrologique des bassins versants tourbeux. Lesquereux [1844] consacre ainsi un chapitre de son ouvrage aux relations entre les tourbières et les écoulements (*Influence des marais tourbeux sur la formation des sources*). Ses nombreuses observations dans le Jura lui font penser que les tourbières jouent un rôle de régulateur des écoulements par leur capacité à stocker l'eau.

> Les recherches géographiques arriveront tôt ou tard à démontrer, j'en ai la conviction, que les dépôts tourbeux sont dans les montagnes peu élevées ce que les glaciers sont dans les Alpes, qu'ils prennent à l'atmosphère l'eau qu'ils gardent dans leur sein et qu'ils distillent goutte à goutte pour en arroser les prairies et les vallées inférieures. Comme d'immenses éponges, ils recueillent les eaux des orages, celles des neiges qui s'entassent à leur surface et sur les pentes voisines, et ils en règlent la distribution.
>
> [Lesquereux 1844]

Le rôle régulateur des tourbières est également mis en avant par Germain de Saint Pierre (1856) dans un exposé à la société botanique de France. Alors que vient de se produire en dix ans les deux crues parmi les plus importantes et les plus destructrices connues pour la Loire, l'auteur pointe du doigt les conséquences des déboisements des montagnes, mais également le rôle du drainage des tourbières. Pourtant, ces réflexions n'ont, semble t-il, pas été suivies d'études scientifiques qui auraient permis de mieux comprendre et de quantifier les relations entre les tourbières et les écoulements. Seule la comparaison des tourbières avec des éponges va s'ancrer durablement dans les esprits et reste aujourd'hui très présente dans le discours des gestionnaires. A l'aube du XXe siècle, ce sont les conditions hydrologiques de la formation des tourbières qui suscitent l'intérêt des scientifiques français [Larbaletrier 1901]. Toutefois, cette problématique va être reprise dans les pays anglo-saxons, nordiques et dans l'Union Soviétique après la seconde guerre mondiale. En France, il faudra attendre la fin des années 1980 pour que de nouveaux travaux traitant de l'hydrologie des tourbières voient le jour.

1.1.4 L'essor de la discipline au XXe siècle

La littérature sur les tourbières se diversifie considérablement au cours du XXe siècle. La présence d'espèces rares, mais également les propriétés spécifiques des végétaux se développant dans les tourbières, attirent l'attention des botanistes. Les études sur l'écologie des tourbières foisonnent et s'attachent à améliorer la connaissance des mécanismes de croissance et d'accumulation de la végétation turfigène. Il découle de ces travaux de nombreux inventaires et les premières tentatives de typologie des tourbières [Cajander 1913 , Rigg 1917, Osvald 1933, Sjörs 1950, Bellamy 1968]. Le mode d'alimentation en eau devient un des éléments de caractérisation des tourbières. Weber propose une distinction des tourbières en fonction des apports minéraux (tourbières ombrotrophes et minérotrophes) [Weber 1902, 1907]. Parallèlement, leurs propriétés de conservation du pollen et des macrorestes végétaux nourrissent les études paléoenvironnementales qui se

développent avec la palynologie, puis la datation par le radiocarbone [Fuller 1927, Lewis 1929, Tansley 1939, Lemée 1941, Potzger et Tharp 1947, Dubois 1948].

C'est toujours le drainage, pour réduire l'obstacle que les tourbières posent aux communications, à l'exploitation de tourbe ou à la mise en valeur agricole, qui demeure le moteur des recherches sur le thème du fonctionnement hydraulique et hydrologique des tourbières. Les études géochimiques permettent de souligner la présence de mouvements d'eau dans la tourbe [Rigg 1916, Whitting 1948, Sjörs 1952, Malmer 1962, Heinselman 1963]. Les recherches s'attachent à prendre en considération de manière quantitative les niveaux d'eau et à les mettre en relation avec la stratigraphie et la végétation de surface [Kulczynski 1949].

Les bilans de l'eau sont établis [Eggelsmann 1964, Heikurainen 1964, Baden et Egglesmann 1968]. Pour cela, on s'intéresse à l'amélioration de la quantification des paramètres hydrologiques comme par exemple l'évapotranspiration [Tinbergen 1940, Eggelsmann 1963, Heikurainen 1963].

Dans le même temps, au milieu des années 1960, les recherches soviétiques, qui sont longtemps restées isolées en raison de la Guerre Froide, sont traduites en Anglais et commencent à se diffuser (Israel Program for Scientific Translations). En effet, dès les années 1940 en Union Soviétique, une véritable école de telmatologie (*telma* = marais et *logos* = science) s'est mise en place au sein de l'Institut d'Hydrologie d'Etat de Léningrad, dans le département d'étude hydrologique des tourbières [Ivanov 1981]. Les différents aspects de l'hydrologie, comme l'évapotranspiration [Bavina 1967, Romanov 1968a], la circulation de l'eau [Ivanov 1953] et sa capacité de stockage dans la tourbe [Vorob'ev 1969], le bilan de l'eau [Novikov 1963] ou le bilan d'énergie à la surface des tourbières [Tyuremnov et Vinogradova 1953] ont été développés, dans la lignée du premier traité d'hydrologie des tourbières publié dès 1936 [Dubakh 1936].

En 1972, le symposium de Minsk, intitulé « Hydrology of marsh-ridden areas », marque l'apogée de ces études et constitue une étape charnière dans la recherche sur l'hydrologie des tourbières. Organisé sous l'égide de l'UNESCO et de l'IAHS, il rassemble l'ensemble des chercheurs occidentaux et soviétiques pour une réflexion sur les méthodes et outils permettant de mieux utiliser la ressource en eau contenue dans les tourbières.

> At a time when the demand for water is constantly increasing as a result of the rise in population and of developments in industry and agriculture, all countries are endeavouring to make a more accurate assessment of their water resources and to use them more rationally.
>
> Hydrology of marsh-ridden areas, 1972 - Preface

En effet, un tournant est pris dans la perception des zones humides, et plus généralement de l'environnement, par les sociétés occidentales [Neboit-Guilhot et Davy 1996]. Si les études portant sur le drainage se poursuivent (Peat dewatering symposium –Rivière du Loup, Québec, Canada - juin 1985), la prise de conscience du rythme effréné des destructions oriente de nouvelles recherches vers la préservation et la protection des tourbières [Francez 1992, Charman 2002, Joosten et Clarke 2002], mais également vers la restauration des sites dégradés par l'exploitation de la tourbe ou le drainage [Beltman et al. 2001, Price 2002, Rochefort et al. 2002, Holden et al. 2004, Andersen et al. 2006, Wilcox et al. 2006]. Ainsi, après l'International Peat Society, créée en 1968, qui rassemble scientifiques et industriels exploitants de tourbe, naît en 1984, l'International Mire Conservation Group, une seconde organisation internationale non gouvernementale, qui s'est fixée l'objectif d'assurer le maintien de la diversité des tourbières du globe.

Ainsi, au cours des vingt dernières années, c'est au Royaume-Uni (Baird, Bragg, Burt, Heathwaite, Holden, Ingram), au Canada (Price, Rochefort, Roulet, Waddington) et aux Etats-Unis (Glaser, Reeve, Siegel, Yu) qu'ont été réalisés les principaux progrès de la connaissance sur le fonctionnement et le rôle hydrologique des tourbières. En France, ces travaux réapparaissent, stimulés par la mise en place de politiques de gestion et de protection des zones humides [Dzikowski et al. 2000, Dzikowski et Laplace-Dolonde 2001, Martin 2002, Cubizolle et al. 2003a, Hustache 2004]. Toutefois, Witthington [2005], en introduction de sa thèse, fait encore remarquer la nécessité de mieux comprendre et mesurer l'hydrologie des tourbières.

1.2 Définition et processus de formation des tourbières

La littérature scientifique révèle une grande diversité des définitions des tourbières. Elle tient à deux choses [Cubizolle 2005b] :

- d'une part, les tourbières sont des écosystèmes complexes qui apparaissent à la surface du globe sous des formes très variées. Elles ont donc été décrites avec un vocabulaire et un niveau de précision très différents d'une région à l'autre. C'est dans les régions où elles couvrent les plus vastes superficies (Europe du Nord-Ouest, Amérique du Nord, Sibérie) que les nuances de vocabulaire sont les plus fines, les populations autochtones ayant une connaissance très précise d'un écosystème qui occupe une place importante dans leur existance. En France, les tourbières ont souvent été définies par défaut. Cette imprécision peut s'expliquer par le faible intérêt porté à ces zones humides situées en marge des terroirs exploités. On trouve encore dans les dictionnaires des expressions qui traduisent cette difficulté : « ni vraiment sol, ni vraiment litière » ou « toutes les tourbières sont des marais, mais tous les marais ne sont pas des tourbières » [Porteret 2001] ;

- d'autre part, les tourbières ont été étudiées par les chercheurs de nombreuses disciplines. Une multitude de définitions des tourbières est apparue répondant aux critères des différentes disciplines. Il existe donc aujourd'hui une définition des tourbières pour l'hydrologue, le géologue, le géomorphologue, le botaniste, etc. Souvent incomplètes, elles ne sont pas satisfaisantes, c'est la raison pour laquelle des travaux récents ont proposé de clarifier la question. C'est notamment le cas dans le Nord-Est du Massif Central avec la synthèse sur le sujet effectuée par H. Cubizolle, dont nous nous inspirerons largement [Cubizolle 2005b].

Les tourbières sont des objets en trois dimensions constitués d'une accumulation de matière organique mal décomposée sur laquelle se développe une végétation spécifique, appelée végétation turfigène [Clymo 1991, Julve 1996]. Cette végétation, qui se compose de bryophytes, de cyperacées, de joncacées et d'éricacées pour les plus courantes, a développé des adaptations aux conditions particulières de ce milieu humide. C'est pour cette raison que les tourbières ont très tôt attiré l'attention des botanistes qui ont identifié dans ces milieux de nombreuses espèces rares, aujourd'hui protégées (*Drosera rotundifolia, Andromeda polifolia, Vaccinum oxycoccos, Salix lapponicum, Ligularia sibirica*, etc).

L'eau est l'élément déterminant de la mise en place des tourbières. Sa présence quasi permanente crée des conditions anaérobies entraînant un ralentissement des processus de décomposition de la matière organique. Alors que dans de nombreux écosystèmes la

matière organique morte est transformée par les microorganismes et minéralisée, dans les tourbières, elle s'accumule sous forme de tourbe.

La tourbe est donc un matériel composé principalement de matière organique et d'eau [Laplace-Dolonde 1995]. La proportion de matière minérale dans la tourbe est quant à elle variable. Il n'y a pas dans la littérature d'unanimité sur le seuil définissant le pourcentage de matière organique à partir duquel il est possible de parler de tourbière [Gobat 1998, Manneville 1999, Joosten et Clarke 2002]. D'un point de vue énergétique, la formation de tourbe correspond à l'accumulation et au stockage d'une part de l'énergie solaire par l'intermédiaire de la photosynthèse. Pour cette raison, les tourbières constituent de véritables réservoirs qui jouent un rôle régulateur dans le cycle mondial du carbone [Post et al. 1982, Bournerias 1995, Franzen et al. 1996]. Les tourbières de l'hémisphère Nord représentent près de 25% du stock de carbone terrestre mondial [Turunen et al. 2002]. En pédologie, les horizons composés de tourbe sont appelés horizons histiques et constituent l'histosol [Laplace-Dolonde 1995].

Un bilan hydrique positif ou nul est indispensable à la mise en place d'une tourbière [Clymo 1991]. Les apports en eau des précipitations et/ou des versants doivent être supérieurs aux pertes générées par l'évapotranspiration et les écoulements des surfaces pour que le niveau de saturation en eau se maintienne. Ensuite, la vitesse d'accumulation de la tourbe dépend, à la fois de la productivité des espèces végétales de surface et de l'intensité des processus de dégradation de la matière organique. La température joue donc un rôle important dans la mesure où une température élevée active les processus de minéralisation aux dépens de l'accumulation et une température basse limite la production de matière organique.

Dans la littérature, des critères d'épaisseur et de superficie de l'accumulation de tourbe ont été choisis pour définir les tourbières [Zoltai et Pollett 1983, Lappalainen 1996, Manneville et al. 1999, Payette et Rochefort 2001]. Un débat existe entre les spécialistes car cela pose le problème des milieux en cours de formation. Quoi qu'il en soit, seule la présence d'une végétation turfigène peut attester le caractère tourbeux de l'écosystème [Cubizolle 2005b]. Nous parlerons donc de zone « pseudo-tourbeuse » pour désigner les espaces de transition hydromorphes de faible épaisseur [Manneville et al. 1999].

1.3 Fonctionnement hydrologique des tourbières

Les tourbières peuvent être considérées, suivant une approche systémique [Chorley et Kennedy 1971], comme des hydrosystèmes, c'est-à-dire des portions d'espace où, dans les trois dimensions, circulent des flux hydriques [Dacharry 1996]. Cette approche systémique permet de mettre l'accent sur les processus et les modes de circulation de l'eau, mais permet également de prendre en compte dans sa globalité la spécificité d'un espace géographique, ici la tourbière. Le fonctionnement hydrologique de ces hydrosystèmes peut alors être décrit et étudié par l'intermédiaire du bilan de l'eau. Ce concept vise à établir une comptabilité des entrées et des sorties d'eau de l'unité hydrologique au cours d'une période de temps donnée [Cosandey 1996]. La formulation la plus générale est proposée à l'échelle d'un système considéré comme fermé, le bassin versant. Elle s'écrit :

$$\mathbf{P} = \mathbf{Q} + \mathbf{Ev} + \Delta\mathbf{R}$$

avec :

P, précipitations

Q, écoulements (débits)

Ev, évapotranspiration

ΔR, variation de la réserve

Or, les tourbières s'inscrivent au sein de cette unité hydrologique, et bien que leurs modes d'alimentation en eau soient très variés, il existe des échanges d'eau entre la tourbière et son bassin versant qu'il faut faire apparaître dans l'équation du bilan. Par conséquent, nous ajouterons des termes représentant les apports d'eau des écoulements de surface et souterrains et nous distinguerons les pertes liées aux écoulements de surface et aux écoulements souterrains. Pour cela, nous choisirons donc la formule suivante d'après [Price 2001] :

$$(\mathbf{P} + \mathbf{Qe}_{su} + \mathbf{Qe}_{so}) - (\mathbf{Ev} + \mathbf{Qs}_{su} + \mathbf{Qs}_{so}) = \Delta\mathbf{R}$$

avec :

P, précipitations

Qe, débits entrants en surface (su) et souterrains (so)

Qs, débits sortants en surface (su) et souterrains (so)

Ev, évapotranspiration

ΔR, variation de la réserve

Nous allons maintenant nous intéresser à la caractérisation de ces différents paramètres du bilan de l'eau dans les tourbières, après avoir discuté toutefois des propriétés hydrauliques de la tourbe.

1.3.1 L'eau dans la tourbe

Nous allons tout d'abord présenter les caractéristiques hydrauliques de la tourbe qui est constituée de matière organique, de gaz, mais surtout d'eau. Il s'agit d'un matériel poreux au sein duquel l'eau peut circuler et être stockée, mais encore faut il savoir dans quelles proportions.

1.3.1.1 Porosité et volume de la tourbe

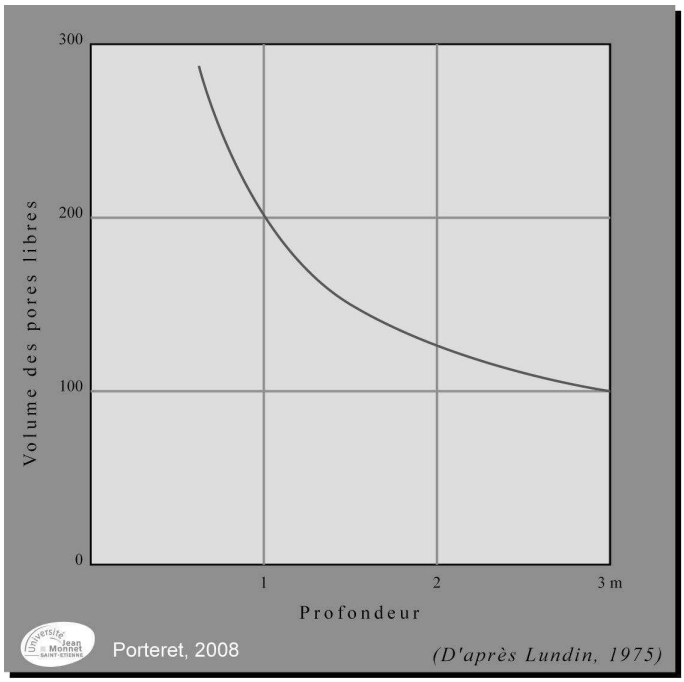
La porosité correspond à la présence de vides interstitiels interconnectés ou non dans un sol ou une roche et s'exprime par le rapport du volume de ces vides au volume total du milieu [Margat 2000]. Pour la tourbe, elle est rarement inférieure à 0,8, alors que pour un sol minéral elle varie entre 0,4 et 0,6 [Letts et al. 2000]. De cette porosité dépend la quantité d'eau que peut contenir la tourbe (Fig.3). On peut exprimer la teneur en eau du sol [η] en établissant le rapport du volume de l'eau [**V**e] contenu dans un volume donné de tourbe [**V**t] [Ivanov 1981] :

$$\eta = \frac{\mathbf{Ve}}{\mathbf{Vt}}$$

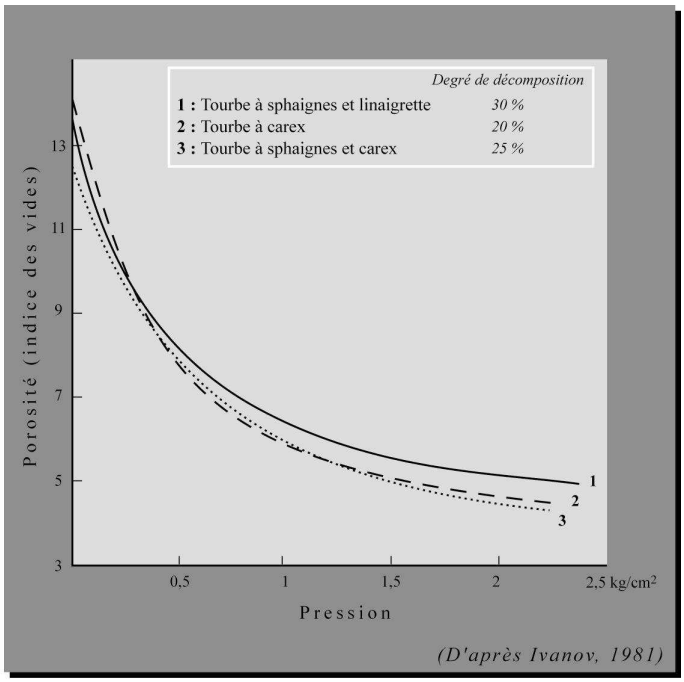
La teneur en eau de la tourbe varie considérablement suivant le type de tourbe (Fig.4). En effet, la porosité de la tourbe est directement liée à la structure de la matrice de matière organique, c'est-à-dire à son niveau de décomposition et de compaction, mais également au type de végétation qui la compose [Boelter 1969]. La matrice de tourbe est composée de pores de différentes tailles qui ont des comportements différents vis-à-vis de la circulation et du stockage de l'eau. Une partie de l'eau que contient la tourbe est incorporée aux structures cellulaires des végétaux mal décomposés et n'est donc pas mobilisable. La structure de la matrice de la tourbe peut également immobiliser une partie de l'eau dans les pores très petits ou fermés [Ivanov 1981]. Cette quantité d'eau immobilisée correspond à l'eau liée du sol. Elle représente 300 à 400% du poids de la matrice solide de tourbe [Churayev 1960].

Ainsi, une tourbe peu décomposée, dite fibrique, est constituée d'une forte proportion de macropores, alors qu'une tourbe très décomposée, dite saprique, est principalement constituée de micropores [Boelter 1968]. Dans les micropores, l'eau est piégée par les forces d'attraction moléculaire et n'est pas libre pour l'écoulement. Ces pores sont donc occupés par l'eau en permanence (eau de rétention) et n'ont pas de capacité de stockage [Schoeller 1955].

Figure 3 - Porosité et structure du matériel tourbeux

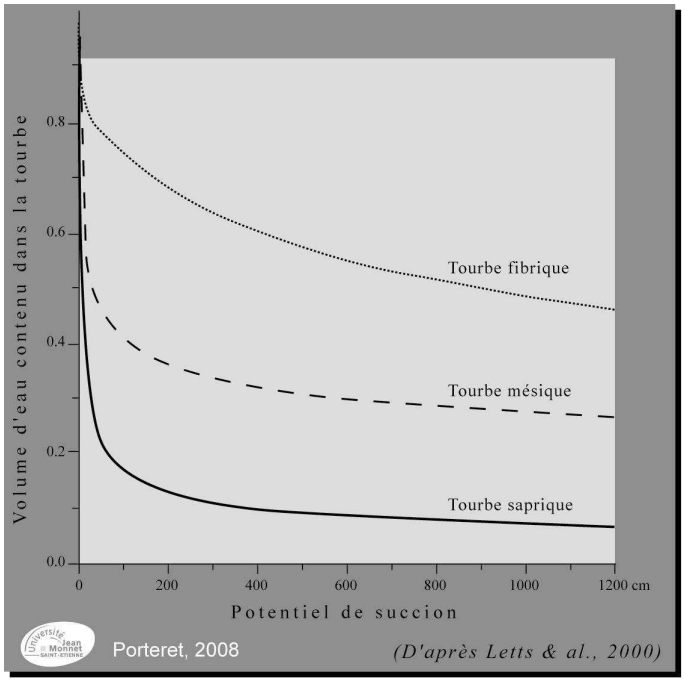


3a : Porosité selon la profondeur de tourbe



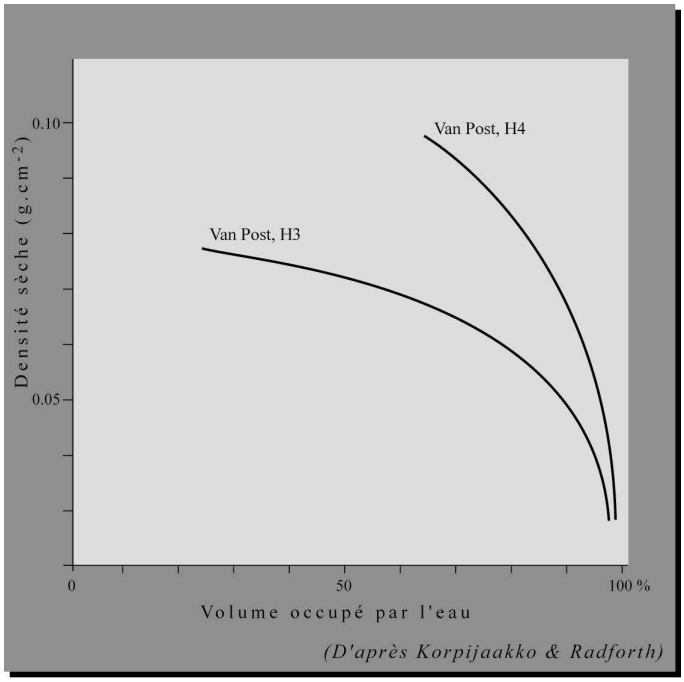
3b : Porosité et compression de la tourbe

Figure 4 - Teneur eau et caractéristiques hydrauliques de la tourbe



4a : Teneur en eau et potentiel de succion

- Courbes calculées suivant l'équation de Campbell (1974) -



4b : Type de tourbe et teneur en eau

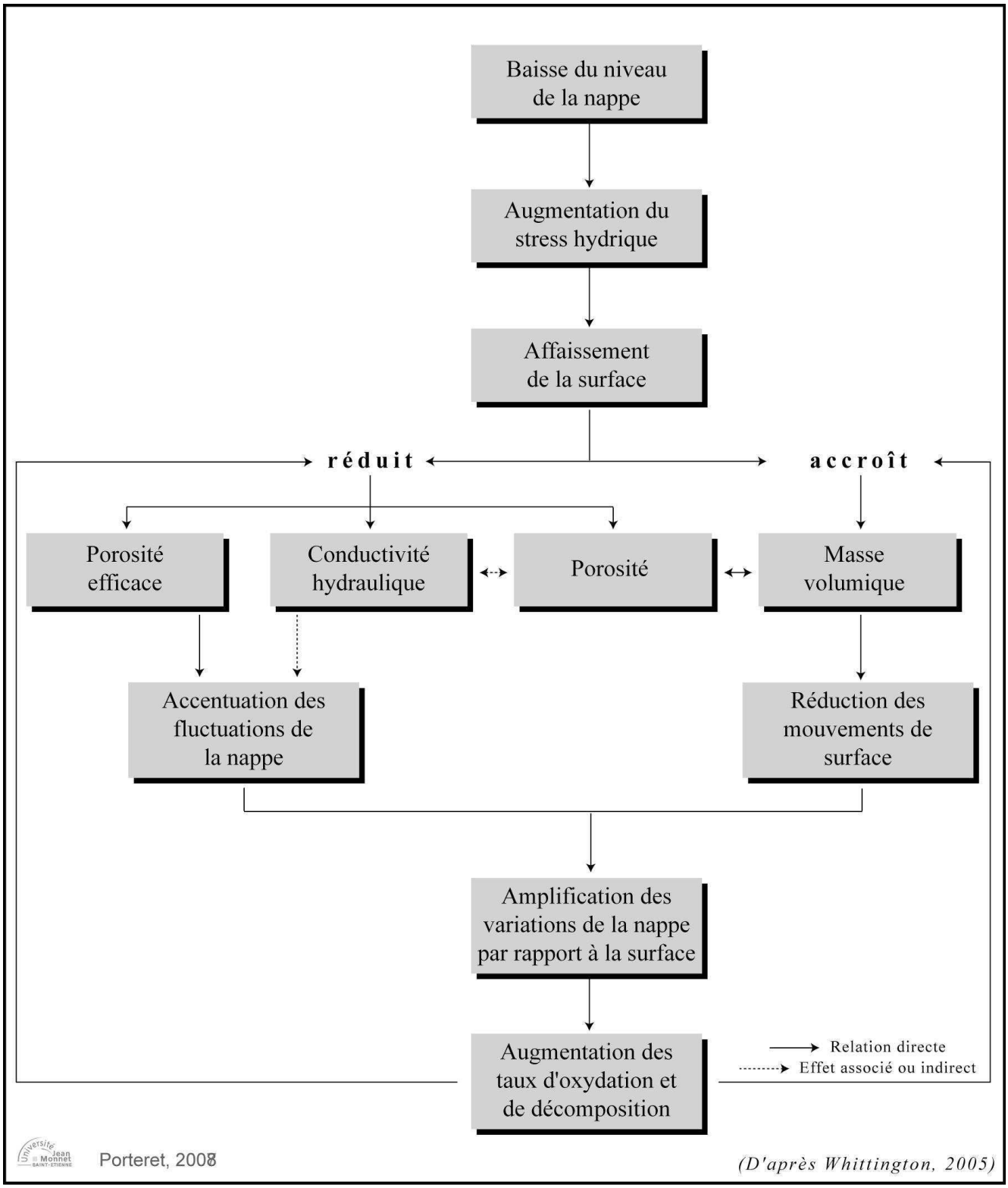
Dans les macropores (supérieurs à 1 millimètre de diamètre), l'eau circule par gravité, comme l'ont montré Holden et al. [2001] pour une tourbière du Nord des Peninnes en Grande Bretagne. Ainsi, dans les tourbières, la porosité décroît avec la profondeur, parce que les horizons profonds sont compactés et humifiés. En surface, la présence du réseau de racines de la végétation de surface et des sphaignes augmente la porosité [Ingram 1983].

Mais la teneur en eau dépend également du niveau de saturation de la tourbe. Une tourbe saturée, c'est-à-dire lorsque tous les pores sont remplis d'eau, a une teneur en eau supérieure à 90% [Boelter 1968, Rycroft 1975a, b, Ivanov 1981, Fuchsman 1986]. Mais, si en profondeur la tourbe est saturée en permanence, dans la partie supérieure les pores peuvent être occupés par de l'air en raison des fluctuations de la nappe. Lors de la baisse de la nappe, la dessaturation de la tourbe, se traduit par des changements importants des proprietés physiques de la tourbe [Schlotahauer 1999].

En effet, la tourbe est un matériel plastique qui peut subir d'importantes variations de son volume [Hobbs 1986]. De nombreux auteurs ont observé les phénomènes de gonflement et de rétractation qui affectent la surface des tourbières. Ils sont nommés en allemand « mooratmung », mot qui désigne « respiration de la tourbière » [Whittington et Price 2006]. Ces phénomènes, qui se produisent saisonnièrement, sont liés à la compression, au rétrécissement et à l'oxydation de la tourbe (Fig.5). Les deux premiers processus sont partiellement réversibles.

- Lorsque la nappe s'abaisse, les pores se vident de leur eau. La diminution de la pression de l'eau provoque l'effondrement de la structure de la matrice tourbeuse devenue incapable de soutenir le matériel sus-jacent. C'est le processus de compression de la tourbe.
- Le rétrécissement correspond à la contraction de la matrice en relation avec la tension de l'eau sur la tourbe [Price et Schlotahauer 1999].
- L'oxydation est un processus irréversible qui entraîne une décomposition de la matière organique suite à la mise en place de conditions aérobies. Il provoque la diminution de la taille des pores et des particules, ainsi qu'une libération de carbone (gaz d'anhydride carbonique, gaz de méthane, carbone organique dissous)[Waddington et Mcneil 2002, Price et al. 2003].

Figure 5 - Impact des changements de volume sur les propriétés hydrauliques de la tourbe



Les études menées sur les tourbières drainées et exploitées ont apporté de nombreux enseignements sur l'impact des changements de volume sur le comportement hydraulique de la tourbe [Price 1996, Larose et al. 1997, Price 1997, Price et al. 1998, Petrone 2002, Van-Seters et Price 2002, Waddington et Mcneil 2002, Kennedy et Price 2004, 2005] (Fig.5). Nous noterons par exemple que la compression, en provoquant l'effondrement des pores les plus grands, diminue la porosité (de 92 à 85% - [Chow et al. 1992]) et augmente la masse volumique de la tourbe (de 0,11 à 0,16 g/cm^3 - [Schlotahauer 1999] et de 0,07 à 0,13 g/cm^3 dans une exploitation de tourbe en 30 ans - [Van-Seters et Price 2002]. Les écoulements et le volume de stockage de l'eau dans la tourbe diminuent également car les particules compactées maintiennent une plus grande quantité d'eau capillaire. La conductivité hydraulique est ainsi divisée par trois selon Price et al [2003] et la capacité de stockage diminue de 40% à 70% pour Schlotahauer (1999), Kellner [2002] ou Van Seters [2002]. Il faut maintenant, compte tenu des propriétés de la tourbe dans la zone saturée, ainsi que dans la zone qui subit les fluctuations de la nappe, s'intéresser à l'écoulement de l'eau dans la tourbe.

1.3.1.2 Circulation de l'eau dans la tourbe

Dans les milieux poreux, la circulation de l'eau est régie par la loi de Darcy où l'eau se déplace librement sous l'action de la gravité ou suivant le gradient de pression lié aux différences de densité de l'eau. Toutefois, l'applicabilité de cette loi pour la tourbe a fait l'objet de controverses dans la littérature.

Du nom de l'ingénieur français Darcy (XIXe siècle), elle établit une loi de filtration, qui s'exprime au moyen de trois paramètres, la section d'écoulement, la pente hydraulique et la conductivité hydraulique.

$$\mathbf{Q = K.A\frac{\Delta h}{L}}$$

avec

Q, débit en $m^3.s^{-1}$

K, conductivité hydraulique en $m.s^{-1}$

A, surface de la section en m^2

$\frac{\Delta h}{L}$, gradient hydraulique

où h , différence des hauteurs piézométriques en amont et en aval en m

L, longueur de l'échantillon en m

Alors que des études montrent la bonne adéquation entre les résultats d'expérimentations de terrain et les hypothèses obtenues par la loi de Darcy [Eggelsmann 1964], certains auteurs parlent de son inapplicabilité compte tenu des variations de conductivité hydraulique enregistrées en laboratoire [Dai 1973]. La grande variabilité des types de tourbe n'a pas simplifié la question, parce que le degré de saturation et la structure du matériel tourbeux influent directement sur les vitesses d'écoulement [Loxham et Burghardt 1986]. Si au cours de la dernière décennie le modèle de filtration de Darcy a été largement adopté, il semble qu'il s'applique bien aux tourbes à structure macroporeuse, peu décomposées, et non aux tourbes à structure poreuse fine, humifiées.

La conductivité hydraulique [K] est un paramètre utilisé pour étudier la circulation de l'eau dans la tourbe.

$$\mathbf{K} = \frac{\mathbf{Q}}{\mathbf{A}} \times \frac{\mathbf{L}}{\mathbf{\Delta h}}$$

avec

K, conductivité hydraulique en $m.s^{-1}$

Q, débit en $m^3.s^{-1}$

A, surface de la section en m^2

L, longueur de l'échantillon en m

Δh, différence des hauteurs piézométriques en amont et en aval en m

Il est possible de convertir les mesures de perméabilité effectuées en laboratoire à l'aide de l'expression suivante [Rycroft 1975a] :

$$\mathbf{K = 2.9\, q \times 10^{-4}}$$

avec

K, conductivité hydraulique en $cm.s^{-1}$

q, flux d'eau à travers la tourbe en $l.j^{-1}$

La mesure de la conductivité hydraulique est une pratique commune dans toutes les tourbières du monde. La mesure sur le terrain dans les piézomètres (Slug test) est la plus courante. Les retours d'expériences montrent que les résultats peuvent être considérablement influencés par de faibles perturbations dans la structure de la tourbe à proximité du piézomètre [Clymo 2004]. Les valeurs proposées dans la littérature sont donc nombreuses. Elles varient de 1 à 1 000 000 suivant les types de tourbes, les régions étudiées et les méthodes utilisées (Tab.2). Les valeurs oscillent donc entre 9×10^{-8} $cm.s^{-1}$ ([Ingram 1967], dans une tourbière haute d'Ecosse) et $2,6 \times 10^{-2}$ $cm.s^{-1}$ ([Chason 1986], dans une tourbière basse).

Tableau 2 - Valeurs de conductivité hydraulique relevées dans la littérature scientifique

Type de tourbière						Type de tourbe					
Tourbière bombée			Tourbière basse			à sphaignes			bois		
F	1.5 × 10-4	Ivanov (1981)	F	1.4 × 10-3	Baird (1997)	F	4.5 × 10-4	Sarasto (1961)	M	6 × 10-6	Boelter (1968)
F	4 × 10-5	Ivanov (1981)	F	5 × 10-5	Ivanov (1981)	S	3 × 10-6	Sarasto (1961)	M	7 × 10-8	Boelter (1968)
M	5 × 10-7	Ivanov (1981)	F	5 × 10-5	Romanov (1968)	F	1.6 × 10-3	Boelter (1968)	à carex		
			M	8 × 10-6	Ivanov (1981)	F	3.8 × 10-4	Boelter (1968)	F	2.8 × 10-4	Sarasto (1961)
			M	8 × 10-6	Romanov (1968)	M	1 × 10-6	Boelter (1968)	S	5 × 10-6	Sarasto (1961)
F	tourbe fibrique		S	5 × 10-7	Romanov (1968)	argileuse			herbacée		
M	tourbe mesique		S	tourbe saprique		S	6.3 × 10-8	Hemond (1990)	F	1.3 × 10-4	Boelter (1968)

Niveau de décomposition - Van Post								
1			3.5			7.5		
F	1 x 10-3	Ryden (1990)	M	6 x 10-7	Ryden (1990)	S	1 x 10-7	Ryden (1990)
F	2.2 x 10-3	Gafni (1986)	4			8		
F	2.8 x 10-4	Sarasto (1961)	M	5 x 10-4	Gafni (1986)	S	3 x 10-6	Sarasto (1961)
F	4.5 x 10-4	Sarasto (1961)	M	1 x 10-6	Ryden (1990)	S	5 x 10-6	Sarasto (1961)
1.5			4.5			8.5		
F	3 x 10-6	Ryden (1990)	M	2.2 x 10-4	Maelstrom (1923)	S	4 x 10-7	Maelstrom (1923)
2			5			9		
F	1.5 x 10-3	Gafni (1986)	M	2 x 10-4	Gafni (1986)	S	1 x 10-12	Ryden (1990)
F	8.5 x 10-5	Maelstrom (1923)	M	1 x 10-7	Ryden (1990)	S	1 x 10-7	Maelstrom (1923)
F	1 x 10-6	Ryden (1990)	6					
3			M	3 x 10-5	Gafni (1986)			
F	1.7 x 10-4	Maelstrom (1923)	M	2 x 10-6	Maelstrom (1923)	F	tourbe fibrique	
F	9 x 10-4	Gafni (1986)	M	6 x 10-8	Ryden (1990)			
F	3 x 10-7	Ryden (1990)	7			M	tourbe mesique	
			M	2 x 10-6	Maelstrom (1923)			
			M	6 x 10-6	Gafni (1986)	S	tourbe saprique	
			M	1 x 10-9	Ryden (1990)			

Porteret, 2008

Si ces valeurs apparaissent très dispersées, on peut toutefois dégager quelques grands principes concernant la circulation de l'eau dans la tourbe. Tout d'abord, la circulation de l'eau dans la tourbe reste très lente en comparaison d'autres types de sols (Fig.6) [Frezze et Cheery 1979]. Ensuite, les valeurs de conductivité varient suivant la nature des végétaux qui composent la tourbe et leur niveau de dégradation (Fig.7). Il existe une corrélation négative entre le taux de décomposition de la matière organique et la conductivité hydraulique [Sturges 1968, Boelter 1969, Korpijaakko et Radforth 1972]. Comme la végétation de surface d'une tourbière évolue au cours de son histoire [Couillard et Payette 1985, Klinger 1996], et parce que la tourbe plus ancienne qui se trouve en profondeur est compactée et humifiée, les valeurs de conductivité varient le long du profil vertical d'accumulation.

Figure 6 - Perméabilité des roches et des sols meubles

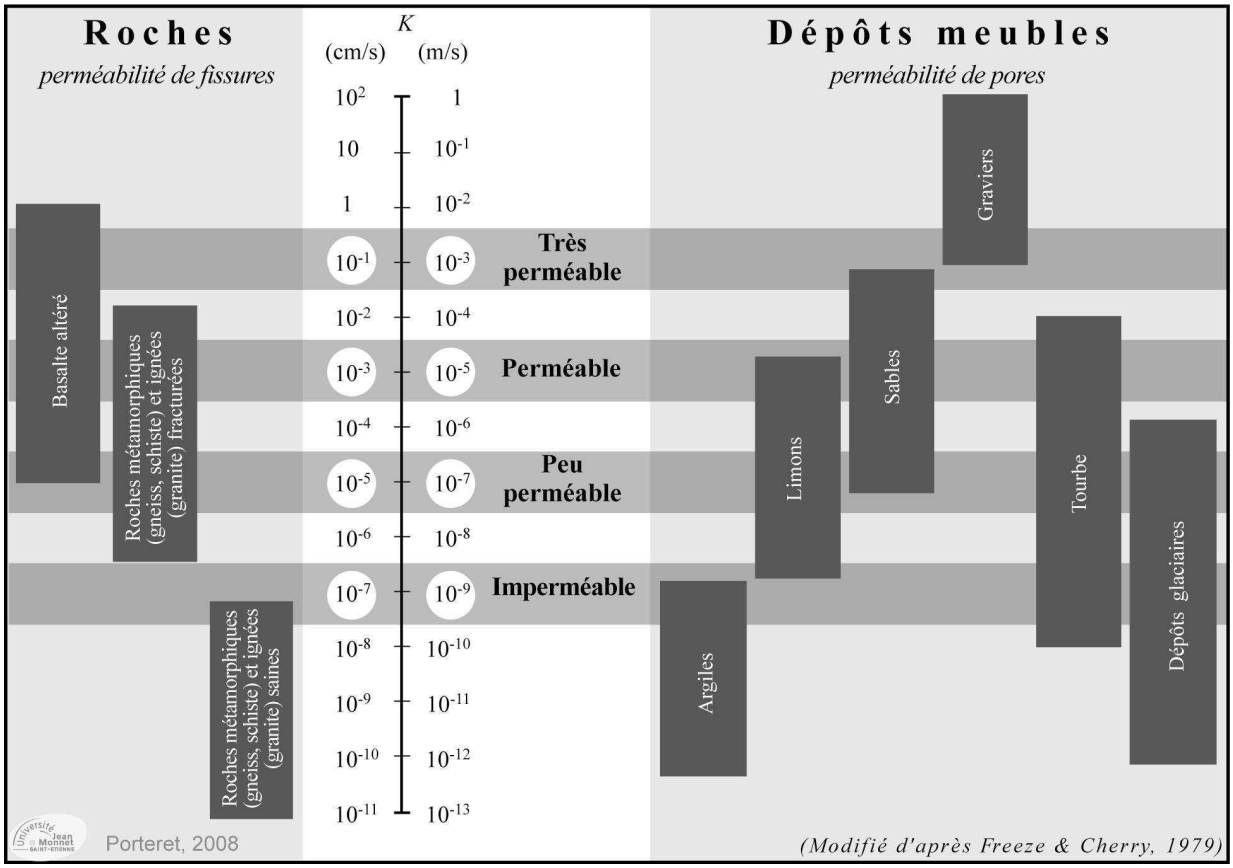
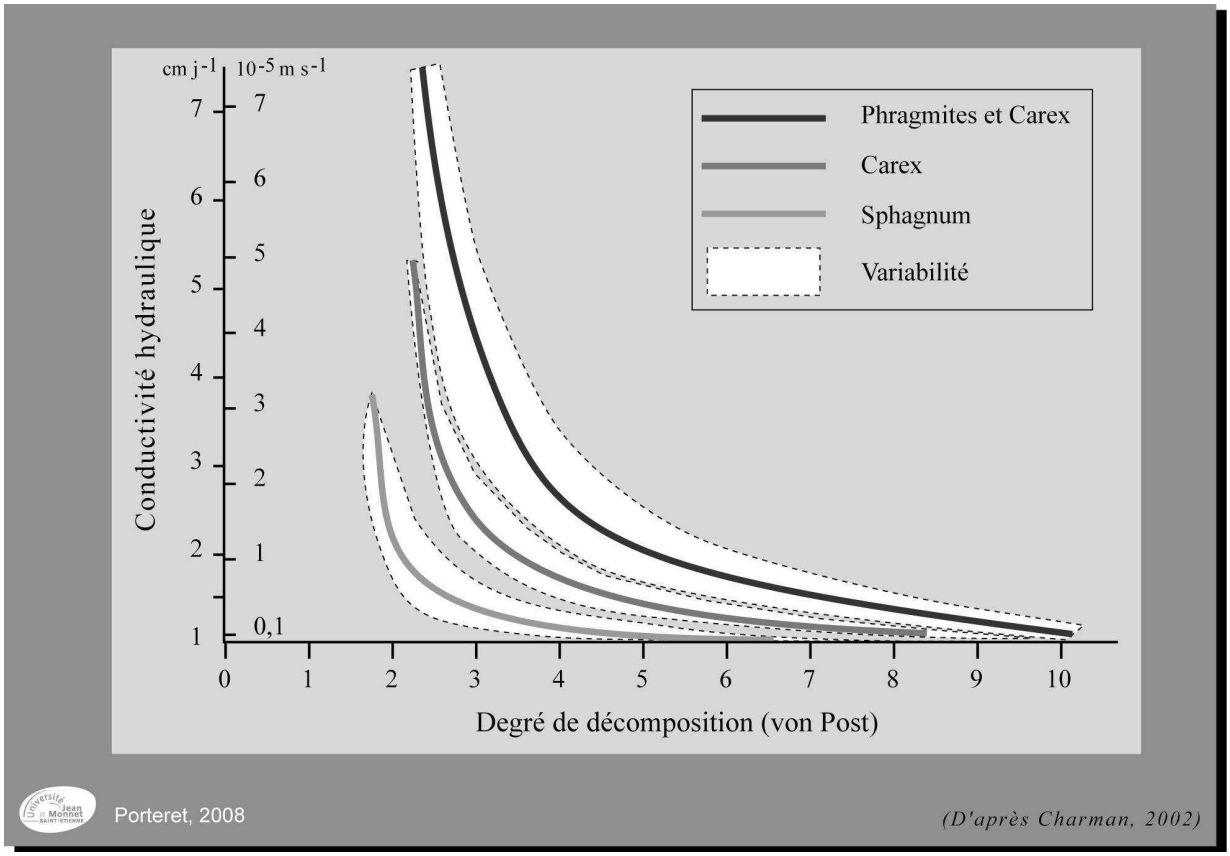


Figure 7 - Conductivité hydraulique suivant les types de tourbe



Ainsi Romanov (1968) propose une loi empirique liant la conductivité à la profondeur :

$$\mathbf{Kz = A / (Z + 1)m}$$

avec

Z, profondeur

A, m, constantes relatives au type de tourbe.

Les vitesses de circulation de l'eau diminuant avec la profondeur, les écoulements au sein de la masse tourbeuse s'effectuent principalement dans le sens horizontal. Toutefois, bien que les valeurs de conductivité hydraulique horizontale soient toujours supérieures à celles de la conductivité hydraulique verticale, la composante verticale des écoulements n'est pas négligeable notamment durant la période estivale [Price 1996, Reeve et al. 2000].

Il existe deux composantes principales de l'écoulement dans la masse de tourbe :

- Les écoulements dans les macropores

L'utilisation de traceurs (bromure de potassium par exemple) a bien mis en évidence le rôle des macropores dans l'écoulement [Baird et Gaffney 2000]. Il a été particulièrement étudié dans les tourbières exploitées qui subissent du fait du drainage d'importantes modifications de la taille des pores de la tourbe. Ce type d'écoulement se produit principalement dans les horizons proches de la surface. En effet, c'est là que la macroporosité est la plus importante. Il s'agit également d'horizons au sein desquels le niveau de saturation varie avec les fluctuations du niveau de la nappe. Lorsque la nappe s'abaisse, la capacité d'infiltration dans la zone dessaturée permet à l'eau de surface d'atteindre rapidement les couches plus profondes, grâce au réseau de macropores. Holden et Burt [2003b] mesurent dans une tourbière de couverture, un débit maximal de l'écoulement issu des macropores de 0,6 $l.min^{-1}$. Seulement 2% de l'écoulement de la matrice de tourbe s'effectue en dessous de 5 centimètres de profondeur. La contribution des horizons profonds est donc très faible et la majeure partie de l'écoulement dans les pores de la tourbe se produit à proximité de la surface.

- Les écoulements dans des conduits souterrains (pipes flow)

Aux interfaces entre les différents horizons tourbeux, de nombreuses observations ont prouvé l'existence de conduits d'écoulement souterrains dans les tourbières [Gilman et Newson 1980, Jones 1981, Mccaig 1983, Terajima et al. 2000, Holden 2002]. Ces conduits, qui peuvent mesurer jusqu'à 1 m de diamètre et plusieurs centaines de mètres de longueur, relient des secteurs géographiquement éloignés. Ils forment un véritable réseau

au sein de la masse tourbeuse, réseau qui a pu être cartographié à l'aide d'un radar [Holden et al. 2002]. La profondeur et le diamètre des conduits peuvent être complètement différents entre l'entrée et la sortie [Terajima et al. 2000]. La présence de ces conduits dans de nombreux écosystèmes est fortement associée à l'activité de la faune, mais cela semble peu probable dans la tourbe. Leur formation est liée à la fissuration de la masse de tourbe lors d'épisodes secs [Gilman et Newson 1980]. Toutefois, le processus de mise en place de ces conduits et de leur agrandissement par l'érosion est mal connu. L'existence de cet écoulement souterrain permet une circulation d'eau profonde dans la tourbe qui ne passe pas simplement par le transfert rapide à travers la couche supérieure non saturée. Ils jouent par conséquent un rôle primordial dans la dynamique des écoulements au sein des tourbières, d'autant que la circulation de l'eau y est relativement rapide. Les différentes études réalisées montrent qu'ils peuvent fournir jusqu'à 30% de l'écoulement, la valeur moyenne se situant autour de 10% [Holden et Burt 2003b].

1.3.1.3 Le schéma général de fonctionnement des tourbières

Le développement des connaissances sur les propriétés hydrauliques de la tourbe et les acquis des recherches soviétiques sur l'hydrologie des tourbières au cours du XXe siècle ont permis à Ingram [1978] de proposer un modèle de fonctionnement de ces écosystèmes. L'eau est la clef de voûte de ce modèle théorique qui repose sur le concept de structure diplotelmique [Ivanov 1953, Romanov 1968b]. Les tourbières sont constituées de deux couches aux propriétés hydrauliques différentes que l'on peut caractériser par leur niveau de saturation en eau (Fig.8). La partie supérieure est appelée acrotelm (du grec : *acros*, partie supérieure et *telma*, marais) et la partie inférieure catotelm (du grec : *catos*, en dessous et *telma*, marais).

- L'acrotelm

  Il s'agit de la partie supérieure des tourbières qui connaît les fluctuations du niveau de la nappe. Son épaisseur est définie par la profondeur maximale d'abaissement du niveau de la nappe [Ingram 1978], habituellement comprise entre 0 et 70 cm. Composé de la végétation active, des racines et de végétaux morts peu décomposés [Price et al. 2003], il est présenté comme la couche active des tourbières. En effet, l'aération périodique permet le développement des micro-organismes et bactéries aérobies responsables de la formation de la tourbe. De plus, c'est là qu'a lieu la majeure partie des échanges énergétiques avec l'atmosphère par l'intermédiaire de la végétation de surface. La tourbe qui constitue l'acrotelm possède une faible masse

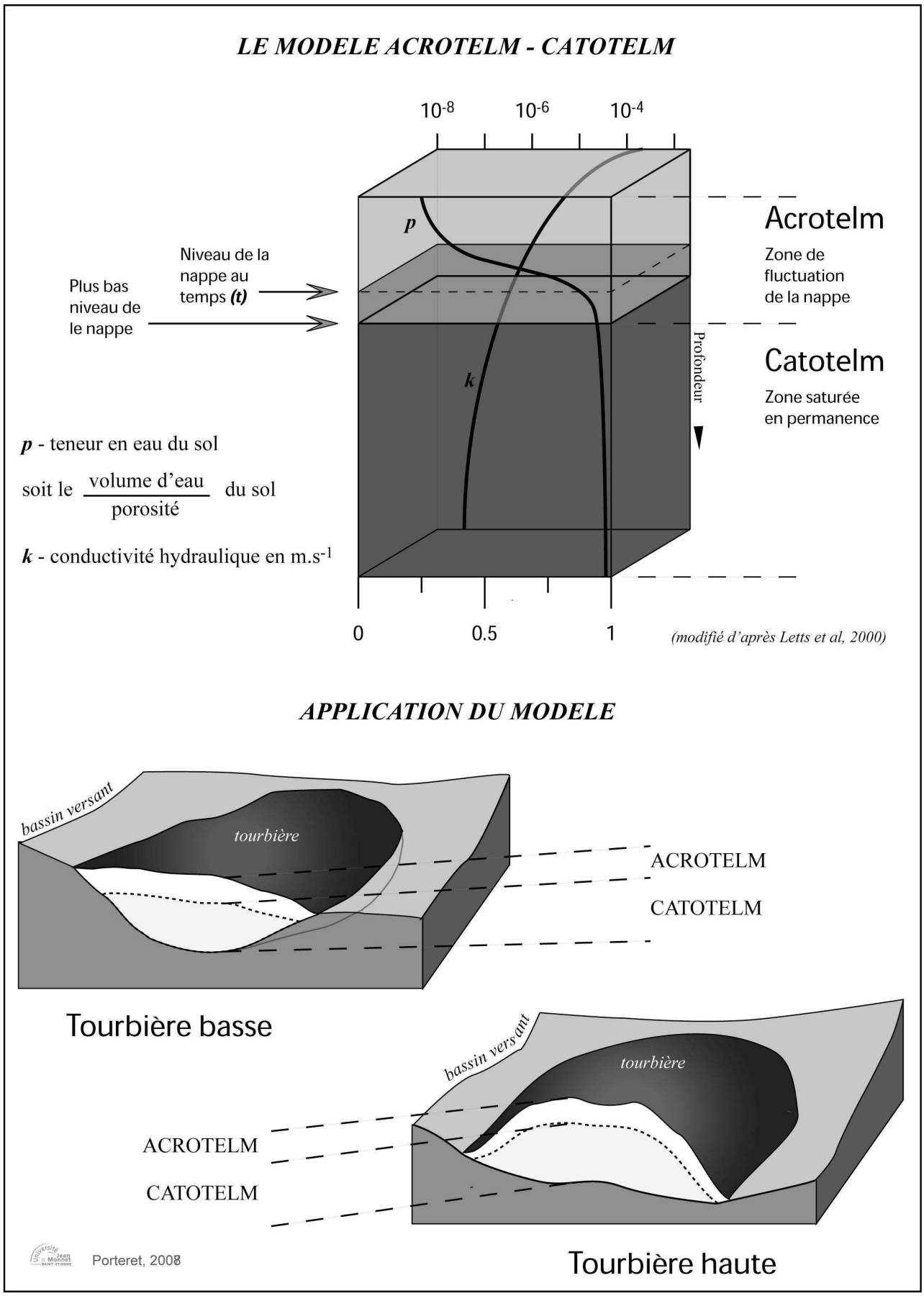
volumique (<0,07 g.cm^{-3} [Van-Seters et Price 2002]), une porosité (>90% [Baird et Waldron 2003]) et une conductivité hydraulique élevées (>10^{-5} m.s^{-1} [Rycroft 1975a]). Par conséquent, l'humidité volumétrique (volume de l'eau / volume total) fluctue rapidement. Il ne faut pas voir l'acrotelm comme une couche uniforme. En effet, la conductivité hydraulique diminue avec la profondeur. Elle est divisée par 4 dans les 50 premiers centimètres [Hoag et Price 1995]. Par conséquent, la partie hydrologiquement active est mince. Elle n'inclut pas l'acrotelm entier défini par le plus bas niveau de la nappe atteint [Holden et Burt 2003b]. Elle est variable au sein d'un même site, d'un site à l'autre, mais également dans le temps, à l'échelle des saisons et de manière plus large au cours de l'histoire de la tourbière [Verry 1984].

- Le catotelm

Composé de végétaux morts, exceptées quelques racines profondes d'angiospermes, le catotelm est considéré comme la couche inactive parce que la saturation en eau permanente crée les conditions d'anaérobie, ralentissant les processus de décomposition [Ingram 1978]. Comme la dégradation de la matière organique est faible, l'accumulation de tourbe peut atteindre des épaisseurs importantes de l'ordre de 8 à 9 mètres. La tourbe qui le compose possède une masse volumique élevée (>0,01 g.cm^{-3} [Van-Seters et Price 2002]), une porosité et une conductivité hydraulique plus faible (<10^{-6} m.s^{-1} [Rycroft 1975a]). Les pores de la tourbe étant remplis d'eau, l'humidité volumétrique (porosité efficace) est invariable dans le temps. Elle est à peu près égale à la porosité. Toutefois, il faut prendre en compte la présence de bulles de gaz [Kellner et al. 2005].

Ce système multi-couches a été développé d'après l'observation de tourbières bombées ombrotrophes et s'est largement répandu dans les années 1980 [Holden et Burt 2003b]. Toutefois, il n'a pas toujours fait l'objet d'une analyse critique avant utilisation. Pour certains auteurs, il n'est valable que pour les tourbières bombées [Joosten et Clarke 2002], pour d'autres, il peut s'appliquer à tous les types de tourbières. En effet, le modèle est validé par des mesures de conductivité hydraulique. Or, d'une part, ces mesures peuvent présenter une forte marge d'erreur [Holden et al. 2001], et d'autre part, différentes études ont mis en avant des situations beaucoup plus complexes que ne peut prendre en charge le modèle diplotelmique [Chason 1986, Baird et al. 1996].

Figure 8 - La structure diplotelmique des tourbières



Il semble en effet qu'il sous-estime les relations hydrauliques entre les parties profondes et celles proches de la surface par l'intermédiaire des écoulements dans les macropores et les conduits souterrains [Holden et Burt 2003b]. Toutefois, le modèle d'acrotelm-catotelm est fondamental pour la compréhension de l'hydrologie des tourbières. Il a incité les scientifiques à envisager les tourbières comme un espace bidimensionnel et fonctionne bien pour les systèmes simples, comme les tourbières bombées. Il fournit donc un point de départ utile pour mettre en avant le rôle primordial de la zone non saturée dans le fonctionnement hydrologique des tourbières.

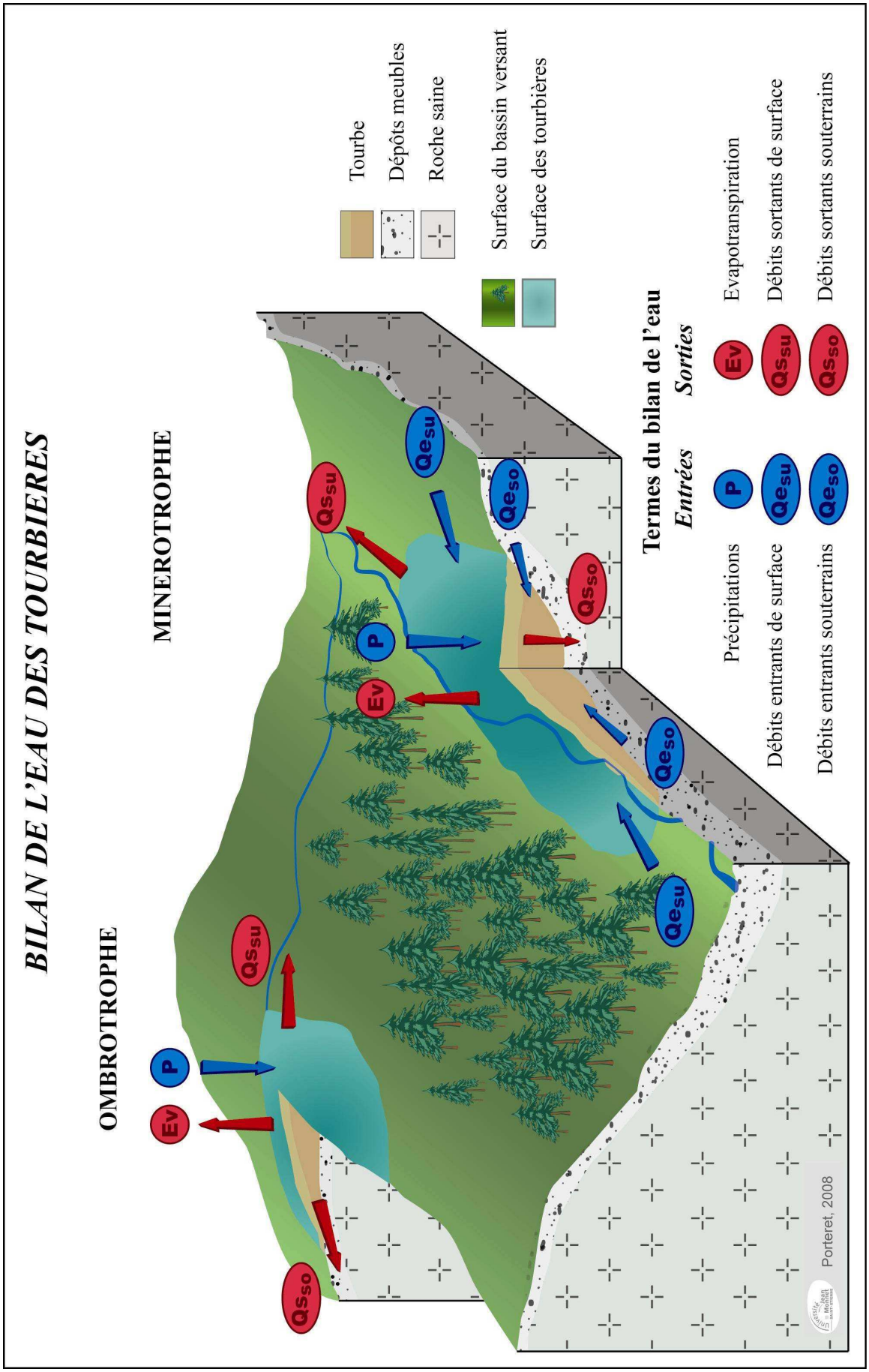
1.3.2 Les paramètres du bilan de l'eau des tourbières

La présentation du bilan de l'eau des tourbières nous amène à changer d'échelle d'analyse. Après avoir décrit les caractéristiques hydrauliques de la tourbe qui régissent les mouvements de l'eau au sein des tourbières, il s'agit maintenant de mieux cerner le rôle de ces milieux humides dans le cycle de l'eau. Nous nous intéresserons donc aux spécificités des entrées, des sorties et du stockage de l'eau dans le système tourbière (Fig.9). Toutefois, comme nous avons pu le voir dans les paragraphes précédents, les caractéristiques hydrauliques des tourbières sont très variables. Nous avons parfois noté dans la littérature des conclusions différentes, voir contradictoires, à propos de leur fonctionnement hydrologique. Nous essayerons donc de présenter la diversité des situations en les replaçant dans leur contexte.

1.3.2.1 Les apports d'eau dans les tourbières (**P, Qe_{su}, Qe_{so}**)

L'eau qui alimente les tourbières peut avoir trois origines différentes. Il s'agit des précipitations (**P**), des écoulements de surface (**Qe_{su}**) et des écoulements souterrains (**Qe_{so}**). Les précipitations se produisent sous forme liquide ou solide. Une partie de cette eau est interceptée par le feuillage des arbres et retourne directement à l'atmosphère par évaporation. Dans les bilans, il ne faut tenir compte que de l'eau qui arrive au sol, et par conséquent, tenir compte des pertes liées à l'interception par la végétation forestière lorsqu'elle est dense (35 à 41% au Québec [Price 2001], 25 à 35% pour *Picea abies*, 20 à 25% pour *Pinus sylvestris* et 20% pour *Betula pubescens* [Päivänen 1966]). Le type de précipitation doit également être pris en compte dans la dynamique hydrologique des tourbières. Dans les contextes hyper humides, où les brouillards sont fréquents la condensation de l'eau sur les branches des arbres et l'écoulement le long des troncs peuvent constituer des apports non négligeables [Price 1991]. De même, la recharge de la

Figure 9 - Bilan de l'eau des tourbières



nappe par la fonte des neiges est dans bien des cas une composante essentielle du bilan de l'eau [Mouser et al. 2005]. Les écoulements de surface ou souterrains qui alimentent en eau les tourbières sont de plusieurs types. Il s'agit du ruissellement de surface sur les versants, mais également des écoulements organisés du réseau hydrographique ou l'alimentation par la nappe souterraine du substrat minéral.

L'origine de l'eau et par conséquent de la richesse minérale de l'eau est primordiale dans la dynamique écologique des tourbières. Les secteurs des tourbières influencés par les eaux souterraines ou de surface sont identifiables par leur végétation plus exigeante en minéraux [Damnan 1995]. C'est la raison pour laquelle, dès le début du XXe siècle, ont été développés les concepts d'ombrotrophie et de minérotrophie [Weber 1902]. Bien évidemment, c'est le contexte topographique, géomorphologique et géologique qui détermine les différents types d'alimentation en eau des tourbières.

- Les tourbières ombrotrophes n'ont qu'un seul mode d'alimentation en eau, les apports pluviométriques. La déconnexion de la tourbière avec la nappe phréatique ou les écoulements de surface peut s'expliquer par sa position sur une surface plane ou un interfluve. Ce type de tourbière ne se rencontre que dans les contextes climatiques hyper-océaniques. Toutefois, dans d'autres contextes topographiques, comme les têtes de vallée par exemple, le bombement de la surface, à la suite de l'accumulation de tourbe, entraîne la déconnexion des horizons supérieurs de la tourbière des versants. Compte tenu des relations hydrauliques, que nous étudierons plus loin, de la tourbe profonde avec le substrat minéral sous-jacent, ce type de tourbière peut donc avoir un statut ombrotrophe [Payette et Rochefort 2001].
- Les tourbières minérotrophes, qui présentent généralement une surface topographique relativement plane, sont alimentées par les précipitations, mais également par les écoulements de surface et/ou les écoulements souterrains. L'importance de l'alimentation par le ruissellement de surface est très difficile à prendre en compte de par sa variabilité dans l'espace et dans le temps [Bendjoudi et Marsilly 2000]. L'eau provenant des versants circule et se répand à la surface de la tourbière où une partie s'infiltre. Concernant les écoulements concentrés des ruisseaux et des rivières, il existe une très grande diversité de situations. La position du cours d'eau est déterminante puisqu'il peut circuler à la surface ou être encaissé dans la tourbière. Mais, la définition des relations hydrauliques entre le cours d'eau et la tourbière dépend également du régime d'écoulement de la rivière et des

propriétés de la tourbe. Le rôle des apports souterrains dans l'alimentation des tourbières est très variable. Les faibles valeurs de conductivité (de l'ordre 10^{-8} $m.s^{-1}$) du niveau basal de certaines tourbières ont souvent conduit les auteurs à penser que les systèmes tourbeux n'ont pas de relation hydraulique avec les nappes souterraines locales ou régionales [Ingram 1982b, Ingram 1983]. Cette couche quasi imperméable se comporte comme un aquitard. Cependant, des apports d'eau souterraine ont été observés dans certaines tourbières au cours de l'année [Devito 1997]. Il peut exister des relations hydrauliques non négligeables entre le niveau de base des tourbières et le substrat minéral [Reeve et al. 2000]. On considère généralement que les tourbières basses minérotrophes sont reliées aux écoulements d'eau souterraine locaux ou régionaux.

1.3.2.2 L'évapotranspiration (**Ev**)

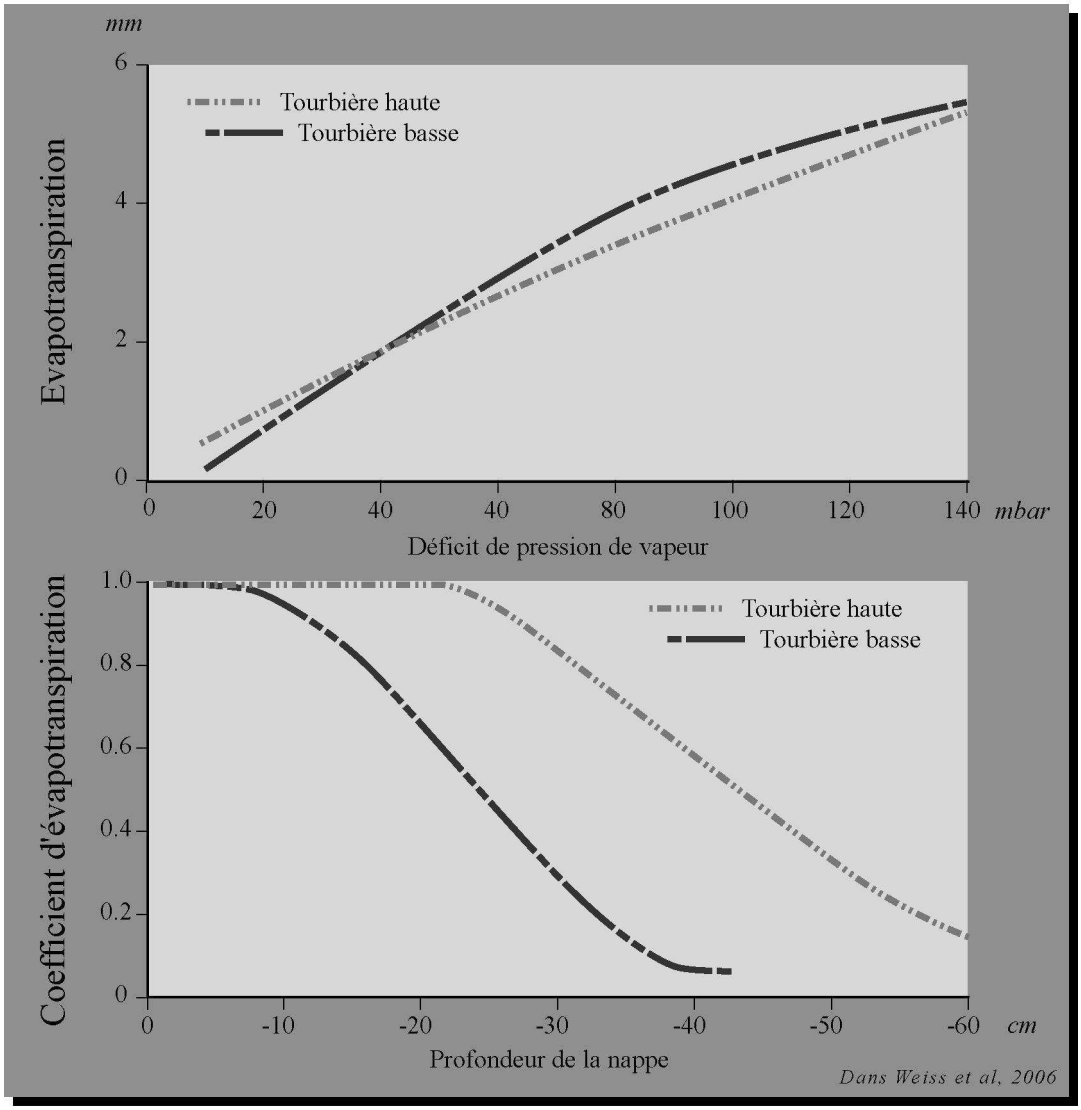
L'évapotranspiration est un élément déterminant du bilan de l'eau des zones humides [Mitsh et Gosselink 1993, Bendjoudi et Marsilly 2000]. Il s'agit de la part de l'eau qui passe à l'état gazeux et qui retourne à l'atmosphère par l'évaporation et la transpiration des végétaux. Le processus d'évapotranspiration nécessite un apport énergétique important qui est fourni par la radiation solaire. La température, l'humidité de l'air et la vitesse du vent sont des facteurs importants du pouvoir évaporant de l'atmosphère, mais l'efficacité de l'évapotranspiration est conditionnée par la disponibilité pour la végétation de l'eau dans le sol ou la présence de nappe d'eau libre [Cosandey et Robinson 200]. C'est là que se trouve la spécificité des tourbières et des zones humides puisqu'il s'agit de milieux gorgés d'eau avec une nappe proche de la surface la plus grande partie de l'année.

De très nombreux travaux de recherche se sont intéressés à la quantification de l'évapotranspiration des tourbières [Dubakh 1936, Heikurainen 1963, Bavina 1967, Beloserkovskaya et al. 1969, Romanov et al. 1975, Campbell et Williamson 1997, Kellner 2001, Schwaerzel 2002 , Drexler et al. 2004]. Toutefois, le processus demeure complexe et difficile à mesurer. Les mesures directes par les lysimètres sont coûteuses et nécessitent d'importants aménagements, même si de nouvelles méthodes, plus faciles à mettre en œuvre, sont aujourd'hui proposées [Schwaerzel et Bohl 2003]. Au-delà du risque de destructuration de la tourbe lors de la mise en place de la cuve, l'isolement d'une part de sol modifie le fonctionnement naturel en coupant les relations hydrauliques avec le reste de la tourbière.

Tableau 3 - Valeurs d'évapotranspiration des tourbières

Type de tourbière	Auteur(s)	Date	Pays et région géographique	ET (mm.j^{-1}) moyenne	maximum
exploitée	Van Seters	2001	Canada Québec	2.9	
basse	Roulet and Woo	1986	Canada Arctique	4.5	6.0 à 7.0
	Lafleur	1990	Canada Lowland coast	2.9	5.0 à 6.0
	Price et Maloney	1994	Canada Labrador	3.1	4.5
	Lafleur et al.	1997	Canada Manitoba	1.8	
	Eaton et Rouse	2001	Canada Baie de l'Hudson	1.9 à 4.0	
	Weiss	2006	Finland	1.0 à 5.0	
bombée	Price et Maloney	1994	Canada Labrador	2.2	
	Heijmans et Berendse	2001	Pays Bas Dwingeloo	2.3	3.2
	Nieveen et Jacobs	2002	Pays Bas Nord	1.8 à 2.1	
	Shimoyama et al.	2004	Russie Sibérie de l'Est	≈ 2.0	4.5
	Hember et al.	2005	Canada Ottawa		6.0
	Wilcox	2006	USA Indiana	1.8	
de couverture	Price	1991	Canada Newfoundland	2.5	
boisée	Munro	1979	Canada Ontario	3.5	4.6
	Woo et Valverde	1981	Canada Ontario	3.8	
	Campbell et Williamson	1997	Nouvelle Zelande	1.5	2.1
	Lafleur	2006	Canada Ontario	2.2 à 3.3	4.0 à 5.0

Figure 10 - Les facteurs de l'évapotranspiration dans les tourbières



Les méthodes d'estimation par calcul essayent de formuler de manière théorique les processus physiques qui produisent l'évapotranspiration, comme par exemple l'équation du bilan d'énergie de Bowen [Drexler et al. 2004]. La mesure de nombreux paramètres météorologiques est nécessaire pour l'utilisation de ces formules.

On trouve par conséquent un éventail important de valeurs d'évapotranspiration (Tab.3) et ce pour des sites répartis sur l'ensemble de la planète [Linacre 1970, Ingram 1983]. Suivant le type de végétation (sphaignes – carex) et la topographie de la surface (butte – dépression), on peut observer des variations notables (0,5 $mm.j^{-1}$) des valeurs d'évapotranspiration au sein d'une même tourbière [Price et Maloney 1994 , Thompson et al. 1999]. Mais, au-delà des travaux de quantification de ce paramètre du bilan de l'eau, les études se sont attachées à répondre aux questions relatives à la dynamique de l'évapotranspiration des tourbières [Lafleur et Roulet 1992, Spieksma et al. 1997]. Dans quelle mesure le niveau de la nappe dans l'acrotelm influence le taux d'évapotranspiration ? Pour de nombreux auteurs comme Ivanov [1981] ou Ingram [1983] la baisse de l'évapotranspiration est très rapide lorsque la nappe s'abaisse, d'autant que le réseau racinaire de la végétation des tourbières est peu profond. C'est la raison pour laquelle l'évapotranspiration réelle a souvent été calculée en appliquant à l'évapotranspiration potentielle un coefficient empirique relatif à la hauteur de la nappe [Hilbert 2000] (Fig.10). Cependant, les coefficients utilisés issus des études anciennes, comme celle d'Ivanov [1981], doivent être regardés avec prudence car ils correspondent à une époque ou il n'y avait pas de méthode d'étude précise et non invasive de l'évapotranspiration. En effet, les études récentes employant des techniques micro-météorologiques, relativisent l'importance de la baisse de la nappe dans le processus d'évapotranspiration [Roulet et al. 1997]. Il semble qu'il puisse y avoir un décalage entre le taux de l'évapotranspiration et la réponse de la nappe dans les tourbières hautes et basses. Le rôle des variations d'humidité dans la zone non saturée dans les processus hydrologiques a souvent été sous-estimé, voire négligé [Baird et Gaffney 2000].

En fait, si le niveau piézométrique dans la zone racinaire est un bon indicateur de la relation entre la demande évaporante de l'atmosphère et la consommation d'eau de la tourbière [Schwärzel et al. 2006], il faut étudier la question de manière diachronique. Durant les périodes sèches, la forte demande évaporante de l'atmosphère accentue les phénomènes de capillarité [Wessolek et al. 2002]. Il y a alors une relation linéaire entre le niveau de la nappe et l'évapotranspiration, car elle est contrôlée par la remontée capillaire

de l'eau de la nappe. Durant les périodes humides, le niveau de la nappe intervient peu. Les taux d'évapotranspiration sont principalement contrôlés par la demande énergétique de l'atmosphère et non par les propriétés hydrauliques du sol. Si l'on reporte ces observations sur le cycle annuel de l'évapotranspiration, on notera d'une manière générale qu'au printemps, lorsque le stock d'eau s'est bien reconstitué, l'évapotranspiration dépend principalement de la radiation nette, alors qu'en été elle est déterminée par l'occurrence de précipitation. C'est donc sans doute parce que les études menées sur l'évapotranspiration l'ont été dans des contextes climatiques très variés et à des pas de temps différents, qu'il n'y a pas eu d'unanimité sur le rôle du niveau de la nappe.

1.3.2.3 Les écoulements sortants ($\mathbf{Qs_{su}}$, $\mathbf{Qs_{so}}$)

Les volumes d'eau qui sortent des tourbières par l'intermédiaire des écoulements peuvent se produire en surface ou en profondeur. Comme nous l'avons vu plus haut, l'eau circule dans la tourbe par l'intermédiaire du réseau de macropores ou au sein de conduits souterrains. Pour que la composante souterraine de l'écoulement sortant influe dans le bilan de l'eau, il faut qu'il y ait de bonnes relations hydrauliques entre la tourbe et le substrat minéral. De par la structure même de la tourbe en profondeur, nous avons vu que ces relations sont faibles à la base des tourbières. Seuls les écoulements dans les conduits souterrains sont véritablement efficaces lorsque ceux-ci sont connectés au réseau hydrographique. Le temps de réponse de ce type d'écoulement est rapide, même lors de faibles précipitations [Holden 2002]. Ce processus souvent observé, mais peu pris en compte, reste mal évalué, car le réseau de conduits souterrains est difficile à étudier et que l'écoulement n'est pas continu dans le temps. Holden [2003] estime que moins de 2% de l'écoulement produit par une tourbière de couverture s'effectuent dans la tourbe en profondeur. Si 17% de l'eau circulent dans l'acrotelm et les conduits souterrains, le ruissellement représente 81% des écoulements.

La génération d'écoulement à la surface des tourbières est déterminée par la capacité d'infiltration de l'eau dans la partie non saturée de l'acrotelm. Les propriétés hydrauliques de l'acrotelm sont donc déterminantes. La végétation de surface peut apporter des indications sur les propriétés de la tourbe sous jacente. Elle correspond à une dynamique d'accumulation caractérisée par un taux de décomposition et une porosité spécifique de la tourbe. Pour chaque type de végétation correspondent des niveaux de la nappe d'eau caractéristiques [Ingram 1983]. Enfin, les racines peuvent affecter la structure de tourbe. Toutefois, il faut rester prudent comme l'ont montré les expérimentations menées par

Holden [2003] qui ne font pas apparaître de différences significatives dans les vitesses d'infiltration moyennes de surfaces couvertes par *Eriophorum vaginatum* ou *Calluna vulgaris*. Même les surfaces nues ne se distinguent pas des surfaces couvertes de végétation et seules celles couvertes par *Sphagnum rubellum* sont sensiblement inférieures.

Certaines observations réalisées dans des tourbières bombées couvertes de sphaignes ont pu faire penser qu'il n'y avait pas d'écoulement à leur surface [Ingram et Bragg 1984]. En effet, on imagine alors que si le ruissellement en surface se produisait, il enlèverait les sphaignes car elles n'ont pas de racine [Bragg et Tallis 2001]. C'est la capacité d'infiltration de l'eau de l'acrotelm qui permettrait la suppression de l'écoulement de surface, les pertes d'eau étant quasi exclusivement le fait de l'évapotranspiration.

Or, d'autres auteurs ont observé des écoulements à la surface des tourbières et ce même pour de faibles précipitations. Le ruissellement peut se produire suivant deux processus distincts :

- par dépassement du seuil d'infiltration lorsque l'intensité de précipitations est plus grande que la vitesse d'infiltration de l'acrotelm. L'écoulement de surface se compose donc de l'eau qui ne pénètre pas dans la tourbe ;
- par dépassement du seuil de saturation lorsque l'acrotelm est complètement saturé. Il peut se produire à des intensités faibles de précipitations lorsque la tourbe ne peut plus emmagasiner l'eau qui ruisselle alors en surface. Cette eau est un mélange de l'eau qui a été dans la masse de tourbe et revient à la surface et de l'eau de pluie. Les analyses chimiques l'ont bien montré par la concentration de l'eau en corps dissous. Ce type de ruissellement peut perdurer longtemps après que les précipitations aient cessé, en particulier au pied d'un versant où le sol continue d'être alimenté par l'eau venant de l'amont.

La faible épaisseur de la zone non saturée et la teneur en eau de la tourbe suggèrent que les mécanismes d'écoulement de surface par dépassement du seuil de saturation peuvent être très efficaces, notamment durant la période hivernale où les niveaux de la nappe sont proches de la surface. Mais, c'est lors d'épisodes orageux que le ruissellement par dépassement du seuil d'infiltration est le plus efficace. Il semble que, du fait de la variabilité spatiale des propriétés de la tourbe et de la saturation en eau, les deux types de ruissellement ne se produisent pas aux mêmes endroits de la tourbière et changent au fil du temps [Holden et Burt 2003c].

Lors du ruissellement, la microtopographie de surface dirige l'écoulement. Des lignes d'écoulements préférentielles apparaissent en fonction de la structure topographique qui résulte de la dynamique naturelle de formation des tourbières [Belyea et Clymo 2001].

1.3.2.4 Capacité de stockage (**ΔR**)

Les variations du stock d'eau des tourbières doivent être envisagées à différentes échelles de temps. En effet, nous avons montré que si la tourbe possède une forte porosité totale, une part des vides est occupée par de l'eau fixée à la matrice tourbeuse. Pour connaître la capacité de stockage de l'eau dans la tourbe, il est plus juste de calculer la porosité efficace, ou cœfficient de drainage (**Sy**), qui traduit le rapport entre le volume d'eau qui s'écoule par gravité et le volume d'eau total contenu dans la tourbe [Price et al. 2003]. Cette porosité est bien évidemment liée au type de tourbe, ainsi qu'à son niveau de décomposition. Les valeurs diminuent de la surface (0.3 à 0,6) vers la base de la tourbe (0,05 à 0,2 au dessous de 40 cm de profondeur [Price et Fitzgibbon 1987 , Price 1996]). Mais au-delà de la porosité efficace, ce sont les fluctuations du niveau de saturation en eau qui déterminent la dynamique du stockage de l'eau. A ce titre, la distinction entre le catotelm et l'acrotelm est fondamentale.

En effet, le catotelm est un réservoir saturé en permanence. De par son faible coefficient de drainage, il possède une capacité élevée de conservation de l'eau. Malgré sa plus faible porosité, il stocke, de par son épaisseur, d'importants volumes d'eau. Toutefois, compte tenu des très faibles vitesses de circulation, le renouvellement de cette eau est très long. Il s'agit donc d'un stockage à long terme, qui influe peu sur la dynamique hydrologique du système. Seuls d'importants travaux de drainage peuvent mobiliser ce stock d'eau, comme cela est apparu pour les sites drainés [Eggelsmann 1975a, Ivitsky 1975].

C'est donc dans la zone où fluctue le niveau de la nappe que les apports d'eau des précipitations ou des écoulements de surface vont pouvoir être stockés. Seul l'acrotelm possède une capacité d'absorption de l'eau à court terme. Sa capacité de stockage (**ΔS**) dépend de sa porosité efficace (**Δy**) et de la hauteur de la zone non saturée (**Δh**) [Hoag et Price 1995] :

$$\mathbf{\Delta S} = \mathbf{\Delta h} \times \mathbf{\Delta y}$$

Du fait des fluctuations du niveau piézométrique, cette capacité varie au cours de l'année hydrologique [Price et Schlotahauer 1999, Schlotahauer 1999], d'autant que la baisse de la

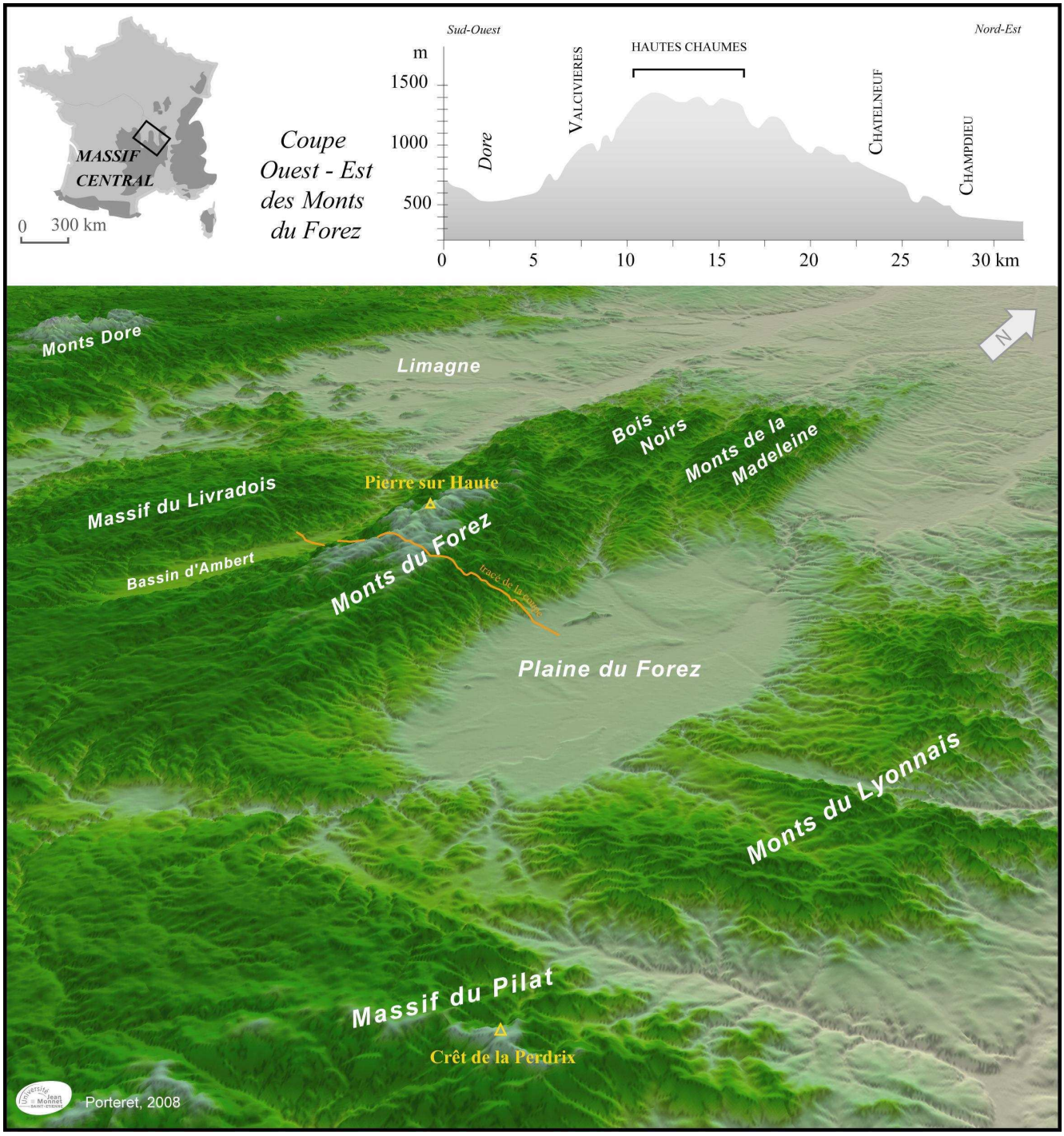
nappe entraîne des modifications physiques du volume de tourbe non saturé [Hoag et Price 1995]. Ainsi, dans l'étude des variations de la hauteur de la nappe, il faut prendre en compte les variations de la hauteur de la surface de la tourbière (phénomènes de gonflement et rétractation). Les variations de la nappe relatives à la surface de la tourbière sont plus importantes que les variations absolues de l'altitude de la nappe. L'abaissement artificiel de la nappe par le drainage, en provoquant des transformations irréversibles des propriétés de la tourbe, réduit de manière considérable la capacité de stockage de l'eau des tourbières (30% pour Schwärzel [2002]).

Mais le stockage de l'eau s'effectue également en surface [Hogan 2006]. La microtopographie de la surface des tourbières bombées est extrêmement complexe avec une succession de buttes (hummocks) et de dépressions (hollows). Lors d'épisodes pluvieux, les dépressions se remplissent jusqu'à ce qu'elles se connectent entre elles et alimentent le ruissellement de surface [Price et Maloney 1994]. La capacité de stockage de ces dépressions se révèle très importante dans certaines tourbières [Whittington et Price 2006].

Pour conclure, nous pouvons donc affirmer que dans les tourbières, qu'elles soient ombrotrophes ou minérotrophes, les principaux processus de stockage de l'eau ont lieu dans la partie supérieure, c'est-à-dire dans l'acrotelm et en surface. Cette couche, peu épaisse, puisqu'elle ne dépasse que rarement les 70 cm dans les tourbières non drainées, détermine en grande partie le rôle des tourbières dans le fonctionnement hydrologique des bassins versants.

Nous allons maintenant présenter précisément le cadre géographique régional et le contexte local des sites d'études, car comme nous l'avons vu tout au long de ce chapitre, le rôle hydrologique des tourbières ne peut et ne doit pas seulement être étudié à l'échelle de la zone tourbeuse, mais dans ses interactions avec le bassin versant.

Figure 11 - Le Nord-Est du Massif Central



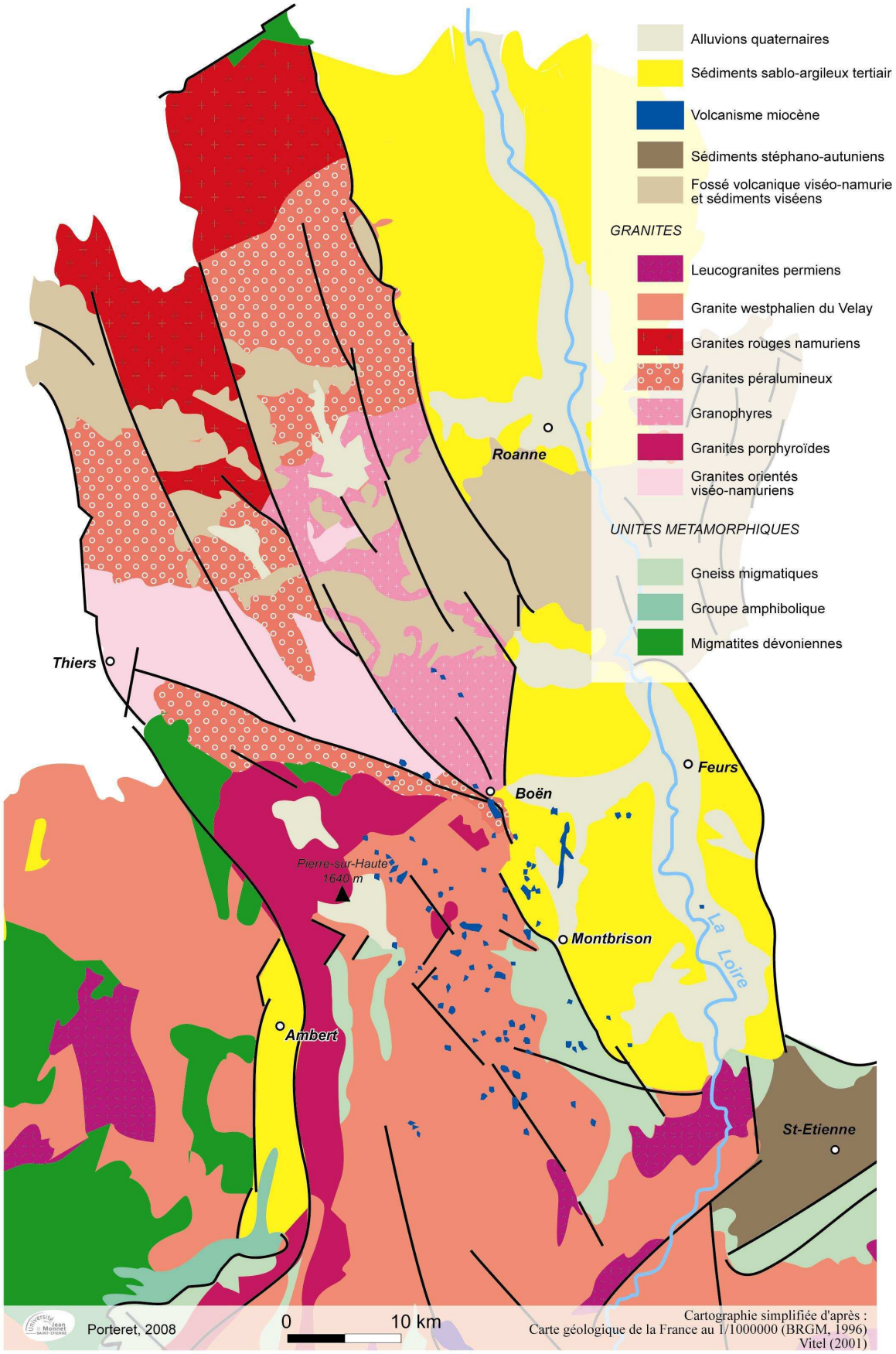
2. Les têtes de bassin versant du Nord-Est du Massif Central

Bien qu'il se situe en marge de l'aire optimale de développement des tourbières (position latitudinale), le Massif Central accueille de nombreux sites tourbeux : au moins 400 tourbières en Auvergne, 550 en Limousin, 800 en Lozère et 110 dans la Loire et l'Ardèche d'après les Conservatoires Régionaux des Espaces Naturels. En effet, ce massif hercynien constitue un ensemble montagneux favorable à leur développement du fait des conditions topographiques, géomorphologiques et climatiques propices à la turfigénèse.

Notre secteur d'étude correspond à la bordure nord orientale du Massif Central, constituée des massifs du Forez, des Bois Noirs et de la Madeleine. Cet ensemble qui couvre 3000 km^2 constitue une importante barrière montagneuse qui s'étend, du nord au sud, sur plus d'une centaine de kilomètres (Fig.11). Les caractéristiques morphostructurales, climatiques et biogéographiques de cet ensemble sont bien connues grâce aux nombreux travaux qui se sont intéressés à cet ensemble depuis plus d'un siècle [Alverny 1907, Roux 1911, Du-Roselle 1950, Estienne 1952, Labernardiere 1964, Beaufils 1966, Bonnand 1967, Damon 1972, Boithias 1977, Bellon 1980, Deprez 1986, Etlicher 1986, 1990, Janssen 1990, Suchel 1990, Thebaud 1990, Etlicher et al. 1993, Staron 1995, Serre 2001, Thebaud et al. 2003].

La bordure nord-est du Massif central constitue une zone de moyennes montagnes granitiques et métamorphiques. Le concept de moyenne montagne ayant traduit des conceptions fort différentes depuis son apparition au milieu du XIXe siècle [Diry 2002], il nous paraît utile de préciser ici la signification que nous lui attribuons. Nous entendons par moyenne montagne, un ensemble de reliefs d'altitude modeste, inférieur à 2000 m, dont la morphologie est marquée par la douceur du relief. Mais, c'est également un espace humanisé qui présente des systèmes socio-spatiaux spécifiques [Diry 2002], dont nous ne manquerons pas de prendre en compte l'influence sur la dynamique des bassins versants tourbeux. Dans un premier temps, nous débuterons notre propos par une présentation générale de notre zone d'étude.

Figure 12 - Géologie du Nord-Est du Massif Central



2.1 Le Nord-Est du Massif Central

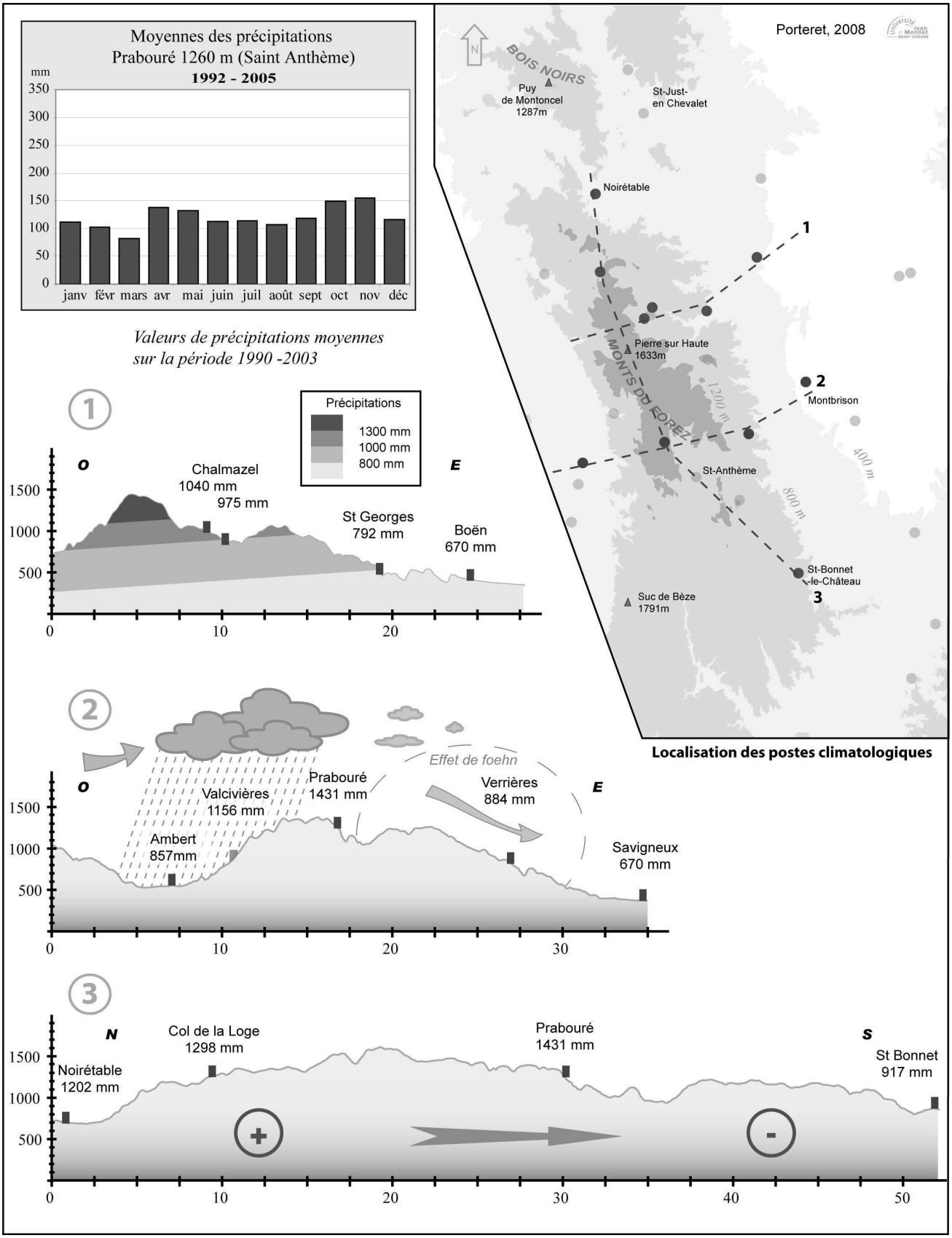
2.1.1 Un ensemble de moyennes montagnes granitiques

Le massif du Forez s'allonge sur près de 70 km entre les cours de la Durolle et de l'Anzon au nord (dépression de Noirétable) et la vallée de la Loire au sud. Les massifs des Bois Noirs et de la Madeleine, séparés par la vallée de la Besbre, s'étendent pour leur part sur une trentaine de kilomètres du nord au sud. L'ensemble constitue un vaste môle granitique qui s'est édifié au cours du cycle orogénique varisque (-400 à -250 millions d'années) [Beaufils 1966 , Clavaud 1972, Barbarin 1983]. C'est une chaîne de collision continentale, aujourd'hui largement arasée, caractérisée par l'homogénéité du substrat granitoïde. La structure horst / graben actuelle s'est mise en place suite aux tractions tectoniques tertiaires [Bobier et Glangeaud 1959, Clavaud 1972].

Les surfaces sommitales sont comprises entre 1600 et 1100 m d'altitude et s'abaissent progressivement du sud vers le nord. Ainsi, Pierre-sur-Haute culmine à 1634 m pour les monts du Forez alors que le Puy de Montoncel, sommet du massif des Bois Noirs, n'atteint que 1287 m d'altitude. Ces hautes terres offrent un paysage de hauts plateaux associant des croupes convexes et des dépressions peu creusées, modelées par l'érosion tertiaire [Etlicher 1986]. Elles sont délimitées par deux grandes lignes de failles d'orientation N 40° à 45° W et N 5° à 15° W (Fig.12) qui se matérialisent par des escarpements abrupts pouvant atteindre jusqu'à 800 m sur le versant ouest [Cubizolle 1997]. Ces lignes de faiblesse ont permis le développement d'alvéoles suivant des formes plus ou moins évoluées en fonction de l'efficacité de l'érosion différentielle et la densité de la trame structurale (Valcivières, Chalmazel, Roche, Verrières, etc.) [Etlicher 1983, 1986a].

Les versants sont dissymétriques. Le versant ouest, d'allure rectiligne, s'incline suivant des pentes fortes, supérieures à 25% et atteignant localement 50%. A l'opposé, les versants Est se présentent comme un dispositif en escalier dont l'origine a été largement discuté par différents auteurs [Etlicher 1983, Le-Griel 1991]. La physionomie du versant est donc plus douce, même si l'incision des vallées génère localement des pentes relativement fortes. En effet, le réseau hydrographique est influencé par la structure des massifs. Sur les versants occidentaux, la diversité du paysage est accentuée par la présence, le long des failles, d'une centaine d'appareils volcaniques encore bien visibles sous la forme de necks ou de dykes (Fig.12). Ils se sont mis en place lors de deux épisodes de volcanisme, le premier paléocène (62 Ma) et le second miocène inférieur (22 à 13 Ma) [Lenoir 2000].

Figure 13 - Les contrastes climatiques du massif du Forez



2.1.2 Un climat océanique dégradé

Le climat régional tempéré est marqué par les influences océaniques venant de l'ouest qui viennent buter sur l'important volume montagneux que constitue l'ensemble du Forez, des Bois Noirs et de la Madeleine. Toutefois, compte tenu de l'éloignement relatif des massifs par rapport à l'Océan Atlantique, de leur orientation subméridienne perpendiculaire à la direction des principales masses d'air, de nombreuses situations d'abri existent et génèrent autant de climats locaux, notamment dans les bassins intramontagnards d'Ambert et du Forez. Le climat régional se trouve donc au carrefour des influences océaniques, continentales et méditerranéennes pour les secteurs sud. Cependant l'influence la plus marquée est montagnarde du fait de l'élévation de l'altitude [Suchel 1990].

Les précipitations annuelles s'élèvent avec l'altitude suivant un gradient important de l'ordre de 90.3 mm pour 100 m entre Marsac-en-Livradois (540 m) et Prabouré (1260 m) pour la période 1992 et 2003 [Cubizolle 2005b]. Elles dépassent 1500 mm dans les secteurs les plus arrosés d'altitude. Si leur répartition saisonnière est relativement homogène au cours de l'année, les importants orages d'été confèrent au climat un caractère semi-continental [Suchel 1990]. Les totaux pluviométriques sont très variables d'une année à l'autre, notamment pour l'automne. C'est à cette saison que les influences méditerranéennes sont le plus visibles, lorsque les régimes perturbés de sud-ouest et de sud (de type Cévenol) sont assez puissants pour franchir la barrière montagneuse du Pilat et venir se dissiper sur le massif du Forez. En moyenne, le nombre de jours avec précipitations est supérieur à 150 et peut dépasser 200. Les températures sont marquées par le froid hivernal lié au caractère montagnard, mais également aux forts contrastes thermiques diurnes (13,1 °C à Viverol en moyenne) et annuels (15,2°C à Saint Anthème et 16,1°C à Verrières) qui traduisent le caractère continental du climat [Suchel 1990]. Le gradient thermique est de 0,52 à 0,56 °C pour 100 m sur les versants du massif du Forez.

Au final, le climat régional est marqué par des contrastes ouest / est et nord / sud (Fig.13). En effet, l'effet de foehn est très efficace du fait de la position subméridienne des massifs. Alors que les précipitations s'élèvent à 1177 mm à Valcivières (840 m) sur le versant ouest des Monts du Forez, elles n'atteignent que 866 mm sur le versant est à Verrières en Forez (820 m). La diminution des précipitations du nord vers le sud est également marquée avec des totaux pluviométriques qui passent de 1436 mm à Saint-Nicolas-des-Biefs (1022 m) dans les Monts de la Madeleine, à 950 mm à Félines (1020 m) sur le plateau de la Chaise Dieu au sud des Monts du Forez [Cubizolle 2005b].

2.1.3 De la forêt aux landes d'altitude

L'étagement de la végétation des montagnes du Nord-Est du Massif Central est marqué par le contraste entre les versants forestiers et, lorsque l'altitude le permet, les étendues de landes des parties sommitales. Ces paysages ont largement été façonnés par l'homme à travers le défrichement et le développement de ses activités agricoles et forestières [Janssen 1990, Cubizolle et al. 2005]. Les nombreux diagrammes polliniques réalisés dans la région [Argant et Cubizolle 2005] placent les premières traces d'interventions humaines répétées sur la végétation vers 5000 avant J-C (apparition des céréales, chutes des pollens arboréens, développement d'espèces rudérales). A partir du IIIe millénaire av J-C, l'Homme devient le moteur de l'évolution des écosystèmes. Il ébranle le statut forestier du Massif Central au cours de l'Age du Fer, à partir de 800 avant J-C. [De-Beaulieu 1989].

S'il a largement été influencé par les activités humaines, l'étagement de la végétation actuel s'est mis en place à partir de 3500 avant J-C [Argant et Cubizolle 2005] avec le développement du hêtre (F*agus*) puis du sapin (A*bies*). La chênaie (*Quercus*, T*ilia*, *Fraximus*, *Alnus*), apparue 2500 ans auparavant, est repoussée vers l'étage collinéen. Cet étage, qui s'étend jusqu'à 800 – 900 m d'altitude, est fortement marqué par les activités agricoles. Elles y étaient généralisées jusqu'au milieu du XXe siècle, avant le recul des terres labourées et pâturées au profit de la forêt. Il reste toutefois marqué par les pâtures et prairies artificielles. A partir de 800 m, l'étage montagnard est occupé par la sapinière acidophile et dans une moindre mesure par la hêtraie. Cette dernière a en effet sensiblement regressé au cours des soixante dernières années du fait de l'orientation de la filière bois. Il atteint une grande partie des hautes terres de notre secteur, puisqu'il peut atteindre 1450 à 1520 m d'altitude. Toutefois, dans sa partie supérieure, au dessus de 1250 à 1350 m d'altitude, il est déboisé et remplacé par la callunaie – genestaie à myrtilles. Issu des défrichements historiques, le paysage de landes trouve sont extension maximale dans les Monts du Forez, où il a donné aux surfaces sommitales le nom de Hautes Chaumes. Autour de Pierre-sur-Haute, l'étage subalpin occupe environ 3000 hectares, avec des landes et pelouses asylvatiques (landes à *Vaccinium uliginosum*, pelouses à *Nardus stricta* et *Trifolium alpinum*, et groupements à hautes herbes et mégaphorbiaies [Thébaud 1990]).

Il s'agit maintenant de voir comment s'insèrent les tourbières du nord-est du Massif Central dans ce contexte géographique général. Compte tenu de la diversité des tourbières, nous insisterons sur leur typologie et les facteurs de leur répartition géographique, qui sont des éléments déterminants de l'étude de leur rôle hydrologique.

2.2 Les tourbières du Nord-Est du Massif Central.

> La répartition géographique des tourbières à l'échelle régionale s'explique largement par la combinaison des facteurs géologiques, morphostructuraux et climatiques. Leur localisation au sein des bassins versants répond quant à elle aux conditions climatiques locales, à certains aménagements construits par l'Homme, au système de pente et enfin aux conditions hydrogéomorphologiques, largement conditionnées elles-mêmes par les héritages morphoclimatiques (modelés et formations superficielles glaciaires, périglaciaires, volcaniques, fluviatiles…).
>
> [Cubizolle 2005b]

Différents inventaires [Dubois 1949 , Géhu et al. 1981, Coïc 2001 , Cubizolle 2005b] ont essayé de dénombrer les tourbières et de quantifier leur superficie. Les données fournies sont très variables pour les massifs du Forez, des Bois Noirs et de la Madeleine (55 à 101 sites, pour 305 à 900 hectares de tourbières). Toutefois, ils permettent de montrer que ce sont des écosystèmes relativement bien représentés sur les surfaces sommitales des massifs (Fig.14), où sont réunis plusieurs facteurs favorables à la turfigénèse.

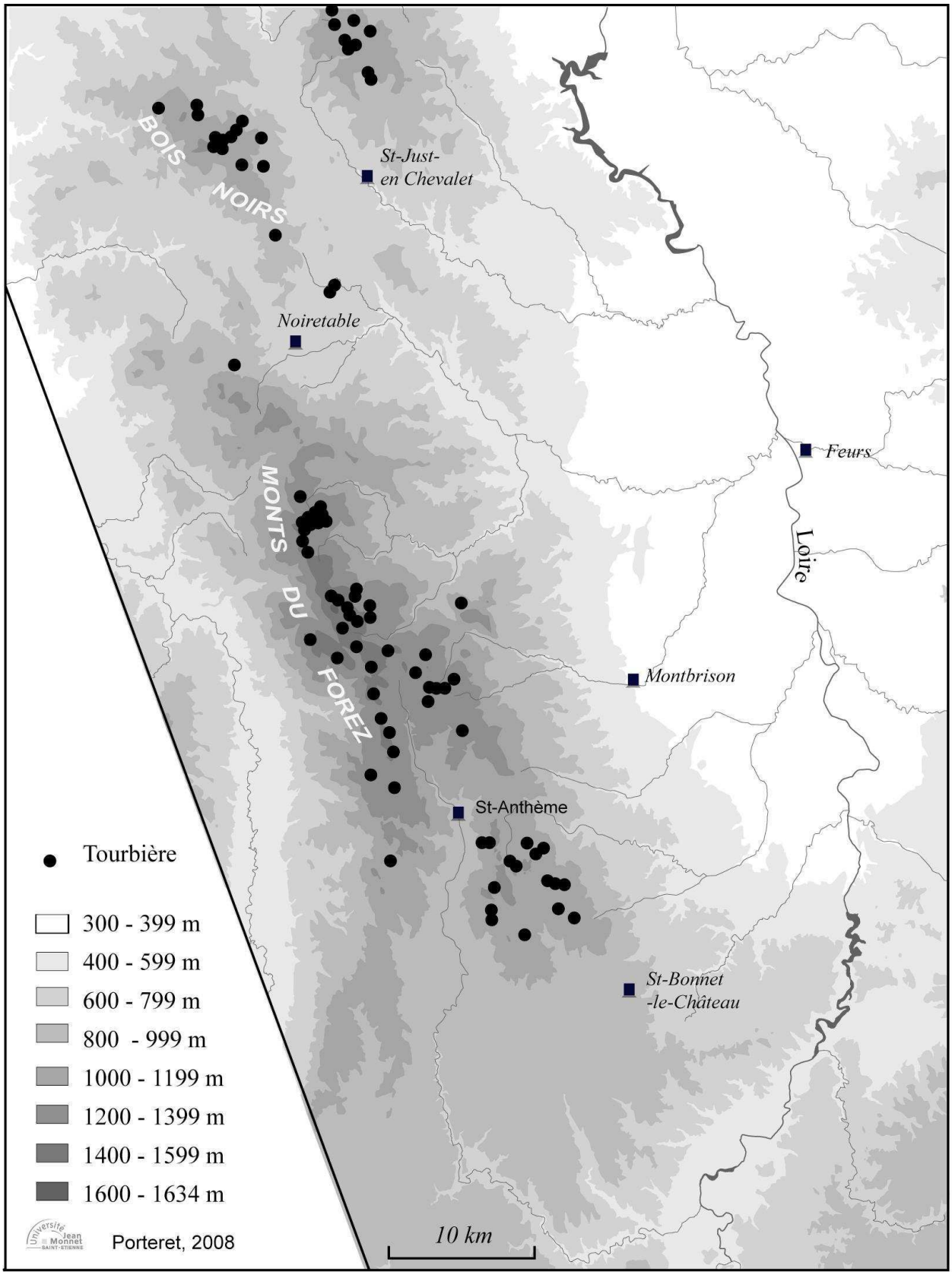
La classification, la répartition et la description de la dynamique des tourbières du Nord-Est du Massif Central a fait l'objet d'une étude détaillée dont les résultats sont publiés dans l'Habilitation à Diriger des Recherches de H. Cubizolle [2005]. Nous reprendrons donc largement la typologie établie à cette occasion, en nous focalisant sur les sites des massifs du Forez, des Bois Noirs et de la Madeleine (101 tourbières).

2.2.1.1 Typologie des tourbières

La distinction fondamentale que l'on peut considérer tient à l'origine de l'eau qui alimente aujourd'hui les tourbières. Différents types hydro-géomorphologiques sont ensuite établis en relation avec leurs caractéristiques phytosociologiques (Fig.15).

- Les tourbières ombrotrophes représentent 73% des cas. Alimentées uniquement par l'eau des précipitations, elles se caractérisent par des pH bas (inférieurs à 5), par la présence de sphaignes et par l'oligotrophie (eau très pauvre en minéraux). Dans notre zone d'étude, nous pouvons distinguer différents types de tourbières ombrotrophes ; nous ne présentons ici que les types les plus fréquents et renvoyons à la typologie complète établie par Cubizolle [2005].

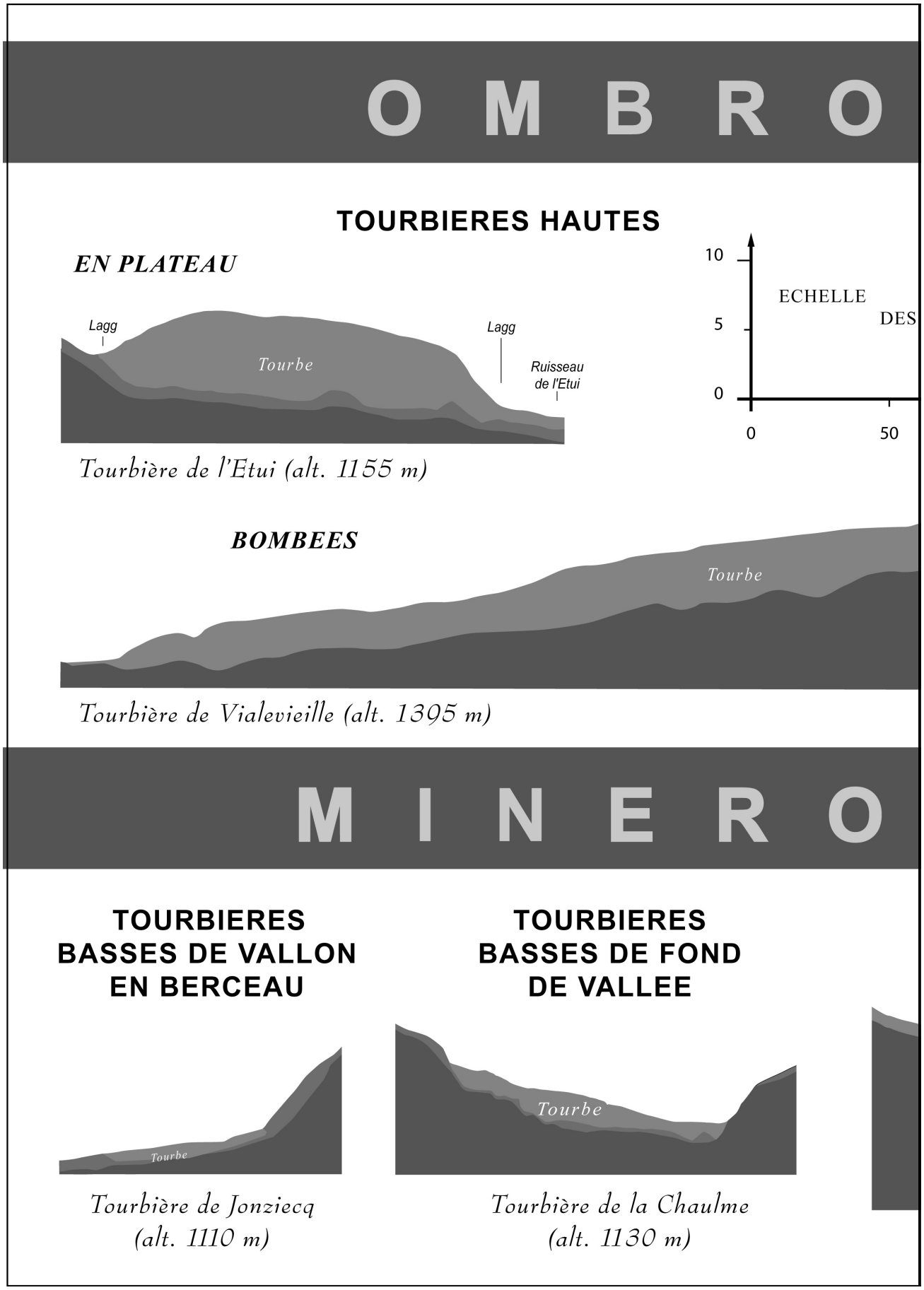
Figure 14 - Localisation des tourbières du Nord-Est du Massif Central

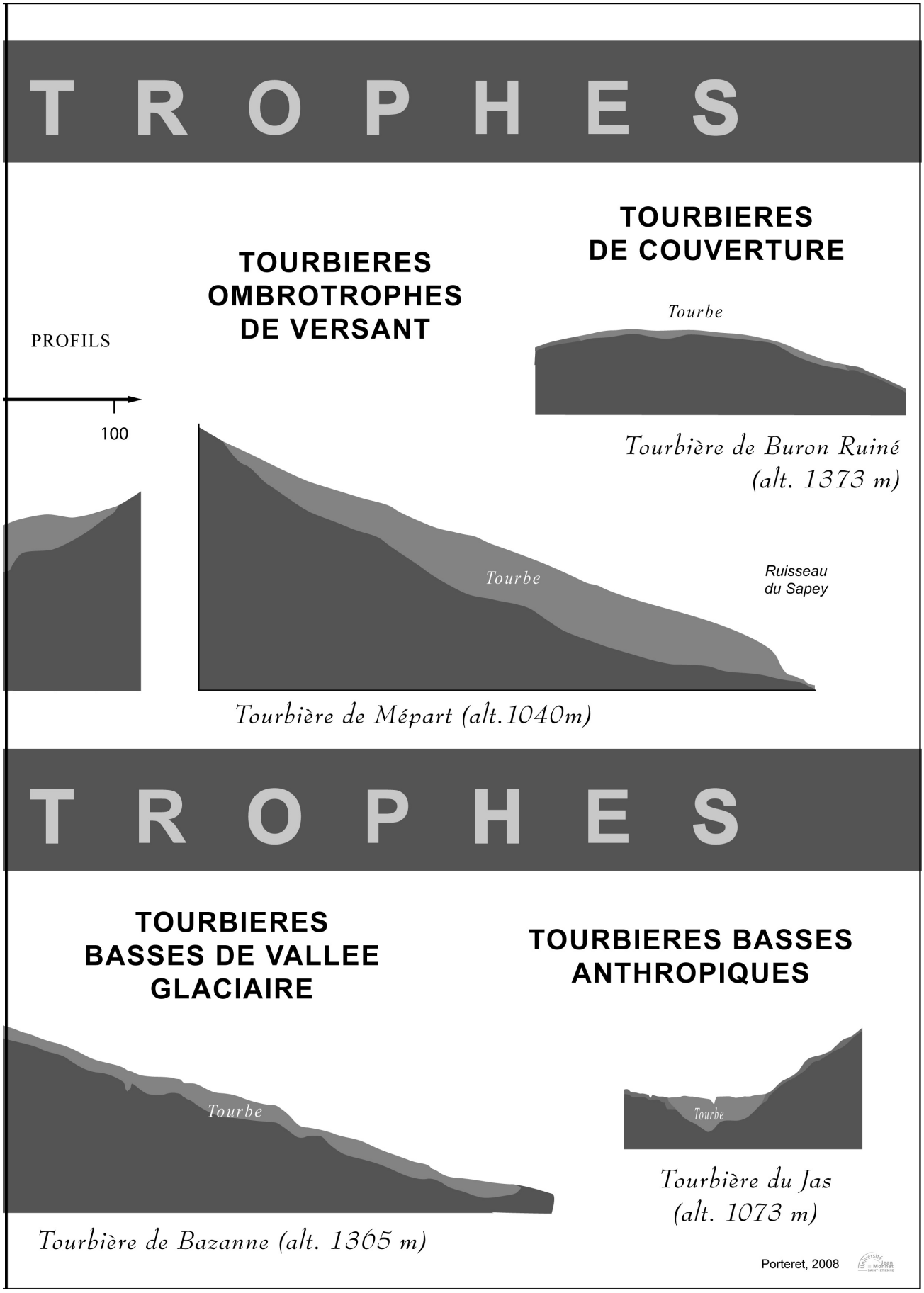


- Les tourbières hautes (peat bogs) possèdent une topographie saillante qui se traduit par la déconnexion de la surface de la tourbière avec le contexte topographique, géomorphologique et hydrologique des bassins versants. S'étalant sur de vastes superficies (jusqu'à 17 ha à la Verrerie), elles présentent une convexité plus ou moins marquée et sont ceinturées par le *lagg*, une dépression périphérique minérotrophe. Elles peuvent se composer d'un ou plusieurs bombements juxtaposés. Leur épaisseur peut atteindre jusqu'à 6,5 mètres dans la région (Sagne Bourrue). Elles se sont développées en tête de vallée, dans des vallons en berceau, des niches de nivation, des cirques glaciaires ou de névés et sont étroitement liées au contexte géomorphologique. C'est le cas des petites tourbières d'altitude (moins d'un hectare et d'un mètre d'épaisseur) qui se sont développées au dessus de 1350 mètres dans des cirques de névé, à l'arrière de petits bourrelets morainiques.
- Les tourbières de couverture (blanket bogs) sont installées sur les interfluves. Leur épaisseur est faible, inférieure à 60 cm. Leur développement est rendu possible par les faibles pentes des croupes arrondies et le contexte climatique humide des parties sommitales de notre zone d'étude. Elles sont rares dans notre zone d'étude, tout comme les tourbières ombrotrophes de pente qui se sont développées sur des pentes fortes (14% pour la tourbière de Mépart).

- Les tourbières minérotrophes ou tourbières basses représentent 27% des cas. Plus pauvres en espèces spécifiques, elles sont alimentées par l'eau provenant des versants, enrichie en éléments minéraux. Leur diversité est plus grande que pour les tourbières ombrotrophes, car leur superficie, leur épaisseur de sol et leur végétation de surface sont très variées.
  - A l'amont, les tourbières basses de vallon en berceau se situent dans les secteurs où le réseau hydrographique n'est pas encore individualisé. Les faciès de tourbe peu épais et très minéralisés sont largement répandus, sans que l'on puisse toujours parler de tourbière du fait de l'arrêt de la turfigénèse. Plus à l'aval, les tourbières basses de fond de vallée sont installées le long du réseau hydrographique. Elles sont alimentées principalement par le ruissellement et les sources qui sourdent au niveau des ruptures de pente. D'autres types de tourbières basses liés à des contextes géomorphologiques et topographiques, comme par exemple les tourbières basses de vallées glaciaires ou de versants, existent mais restent relativement marginales.

Figure 15 - Typologie des tourbières du Nord-Est du Massif Central




T R O P H E S
TOURBIERES OMBROTROPHES DE VERSANT
TOURBIERES DE COUVERTURE
Tourbe
PROFILS
100
Tourbière de Buron Ruiné (alt. 1373 m)
Tourbe
Ruisseau du Sapey
Tourbière de Mépart (alt.1040m)
T R O P H E S
TOURBIERES BASSES DE VALLEE GLACIAIRE
TOURBIERES BASSES ANTHROPIQUES
Tourbe
Tourbe
Tourbière du Jas (alt. 1073 m)
Tourbière de Bazanne (alt. 1365 m)
Porteret, 2008

- Enfin, les tourbières basses d'origine anthropique sont bien représentées au cœur des anciens terroirs agricoles entre 665 et 1200 m. De superficies modestes, elles doivent leur mise en place à l'intervention de l'homme sur les écoulements (creusement de bassin, réseau d'irrigation, construction de petits barrages ou de levée de terre pour supporter les chemins [Cubizolle et al. 2004]).

2.2.1.2 Localisation, répartition et superficie des tourbières

L'analyse des 101 sites répertoriés par Cubizolle [2005] dans les Monts du Forez, les Bois Noirs et le Massif de la Madeleine, montre que les différents types de tourbières, que nous venons de décrire plus haut, se situent essentiellement au dessus de 1000 m d'altitude (88% des sites), à proximité des lignes de crête (Fig.15), sur des surfaces en pente modérée (inférieure à 10%). Elles sont donc plus nombreuses (75% des sites) dans les Monts du Forez où les surfaces au dessus de 1000 m d'altitude couvrent 475 Km^2, alors qu'elles ne représentent que 30 et 32 Km^2 pour les massifs des Bois Noirs et de la Madeleine. Le nombre de tourbières ombrotrophes est toujours supérieur au nombre de tourbières minérotrophes (Tab.4). L'ombrotrophie est aujourd'hui présente dans environs 70% des cas, mais les tourbières dont le stade trophique initial était ombrogène sont rares (deux sites seulement dans les Monts du Forez), car à cette latitude, les conditions climatiques ne semblent pas avoir été suffisantes à l'Holocène pour permettre, seules, le développement des tourbières. Le rôle du contexte géomorphologique est donc primordial, comme le montre la très forte proportion de tourbières dont le statut trophique initial était topo-soligène (85%). Elles occupent généralement les fonds de vallons et les petites vallées en tête de réseau hydrographique (Tab.4). Tous les modelés en creux ou à pente douce, ralentissant la circulation de l'eau, ont favorisé la mise en place de tourbières.

Si en nombre de sites, la majorité des tourbières de notre zone d'étude (55%) se situe sur les vastes surfaces sommitales des Monts du Forez, au-dessus de 1200 m d'altitude, pour aborder la question du rôle hydrologique des tourbières, il est plus pertinent d'analyser les superficies au sein des bassins versants. Il apparaît, au vu des différents inventaires menés dans la région, que l'évaluation de la superficie des tourbières est problématique. En effet, si les sites sont bien localisés, leur cartographie est imprécise. Ainsi, sur les cartes, les zones tourbeuses prennent des formes patatoïdes, qui sont, bien souvent, assez éloignées de leur limite réelle sur le terrain (Fig.16).

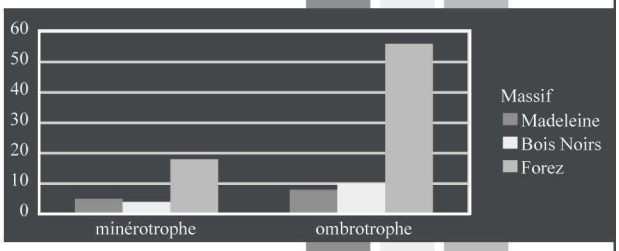
Tableau 4 - Répartition des tourbières du Nord-Est du Massif Central

Porteret, 2008

STADE TROPHIQUE ACTUEL

	Massif M	Massif BN	Massif F
Altitude moyenne			
minérotrophe	1023	874	1158
ombrotrophe	1028	1054	1360
Altitude minimale			
minérotrophe	990	665	930
ombrotrophe	985	900	960
Altitude maximale			
minérotrophe	1070	1185	1390
ombrotrophe	1065	1180	1570

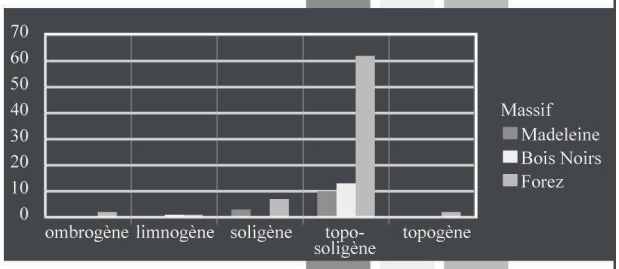
	Massif M	Massif BN	Massif F
Nombre de Tourbière			
minérotrophe	5	4	18
ombrotrophe	8	10	56



STADE TROPHIQUE INITIAL

	M	BN	F
Altitude moyenne			
limnogène		677	1335
ombrogène			1390
soligène	1023		1463
topogène			1048
topo-soligène	1027	1027	1299
Altitude minimale			
limnogène		677	1335
ombrogène			1380
soligène	990		1245
topogène			930
topo-soligène	985	665	960
Altitude maximale			
limnogène		677	1335
ombrogène			1400
soligène	1040		1570
topogène			1165
topo-soligène	1070	1185	1515

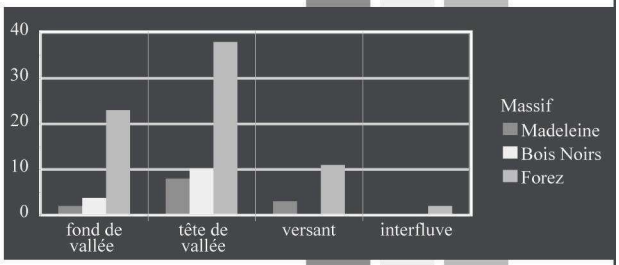
	M	BN	F
Nombre de Tourbière			
limnogène		1	1
ombrogène			2
soligène	3		7
topogène			2
topo-soligène	10	13	62



CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE

	M	BN	F
Altitude moyenne			
fond de vallée	1040	841	1257
interfluve			1390
tête de vallée	1023	1067	1305
versant	1023		1430
Altitude minimale			
fond de vallée	1040	665	1075
interfluve			1380
tête de vallée	985	900	930
versant	990		1245
Altitude maximale			
fond de vallée	1040	1050	1365
interfluve			1400
tête de vallée	1070	1185	1510
versant	1040		1570

	M	BN	F
Nombre de Tourbière			
fond de vallée	2	4	23
interfluve			2
tête de vallée	8	10	38
versant	3		11



(d'après la base de données de Cubizolle, 2005)

Figure 16 - Evolution de la cartographie des tourbières du secteur de Gourgon

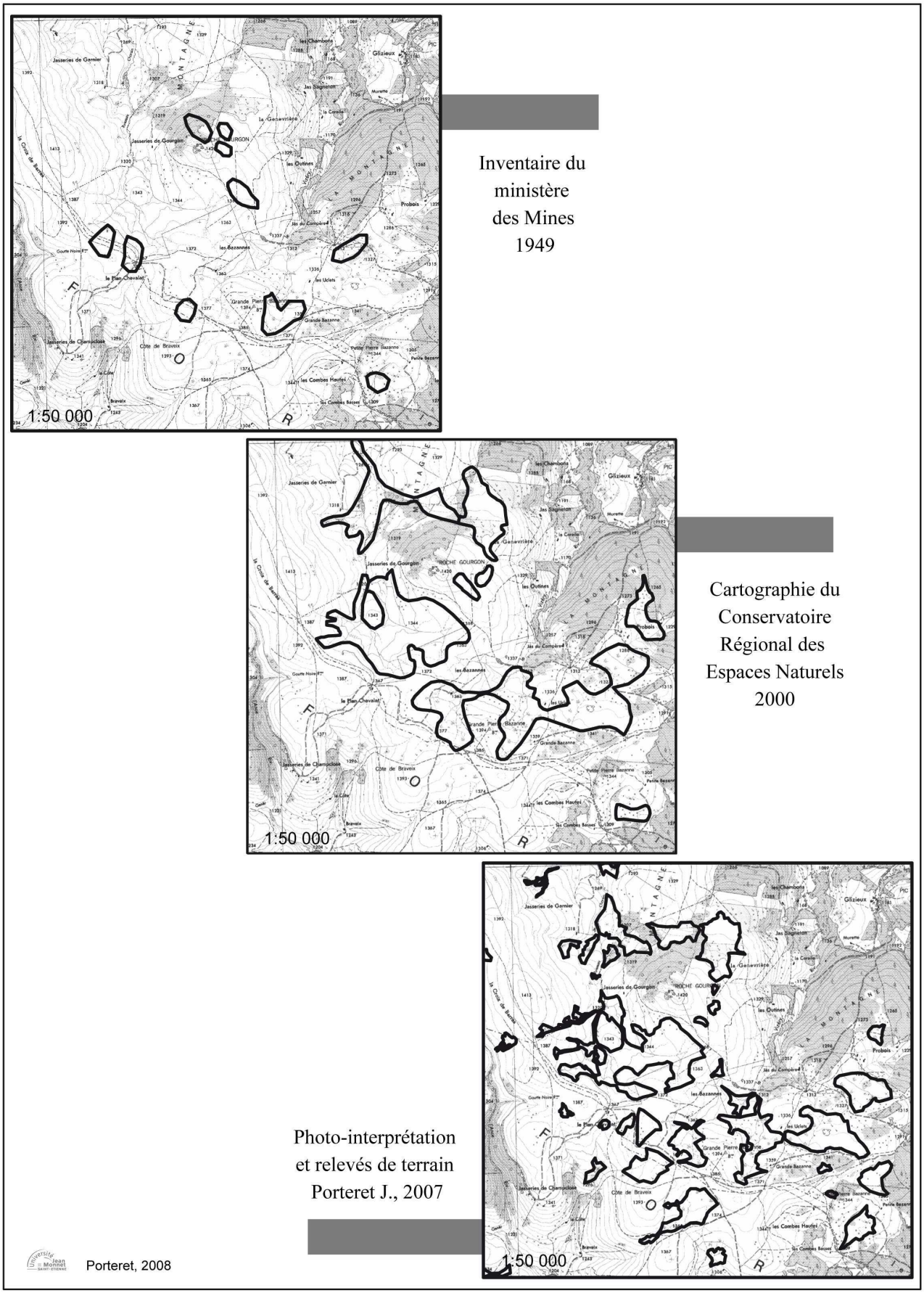


Figure 17 - Identification des tourbières sur la photo-aérienne

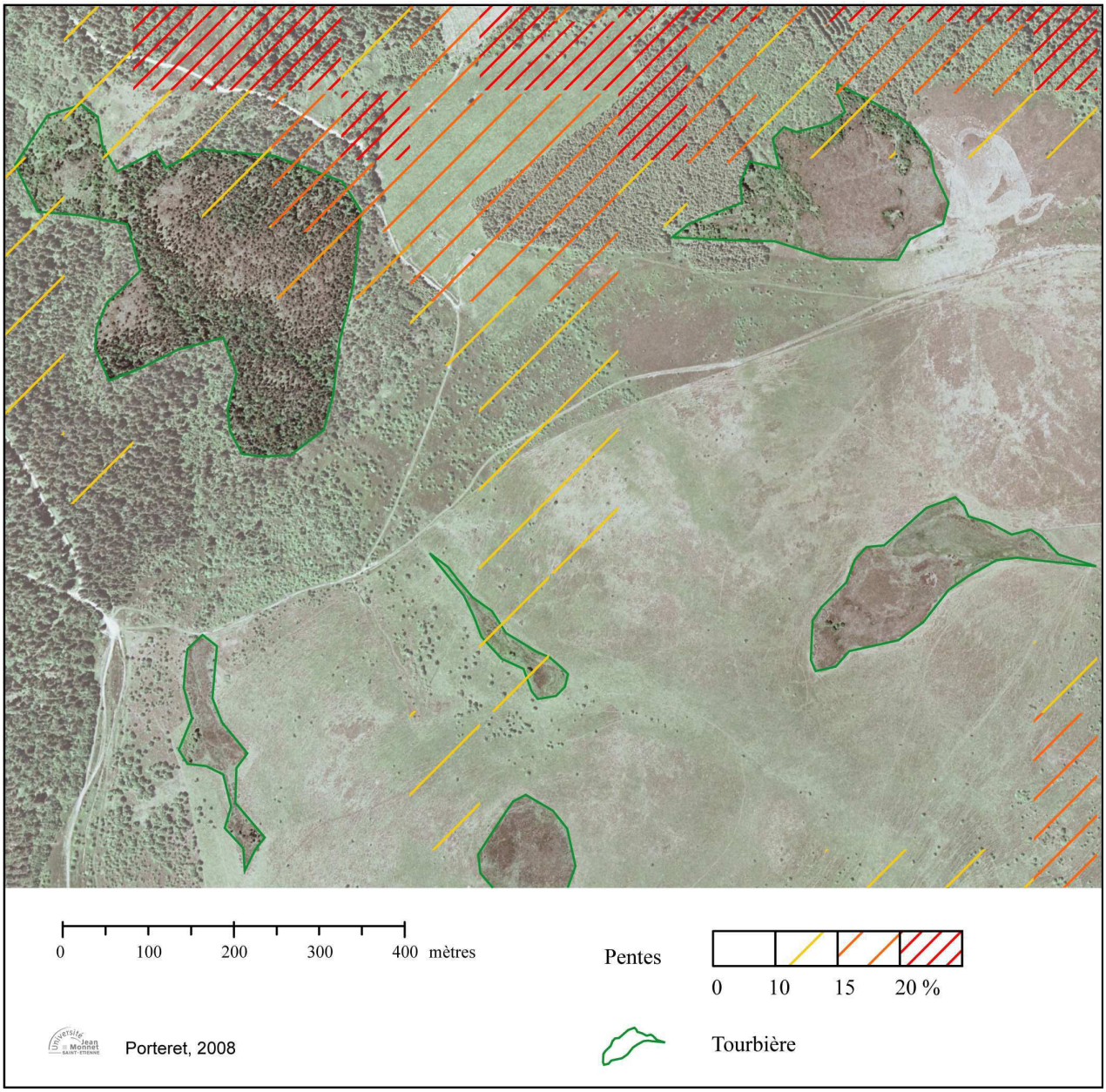
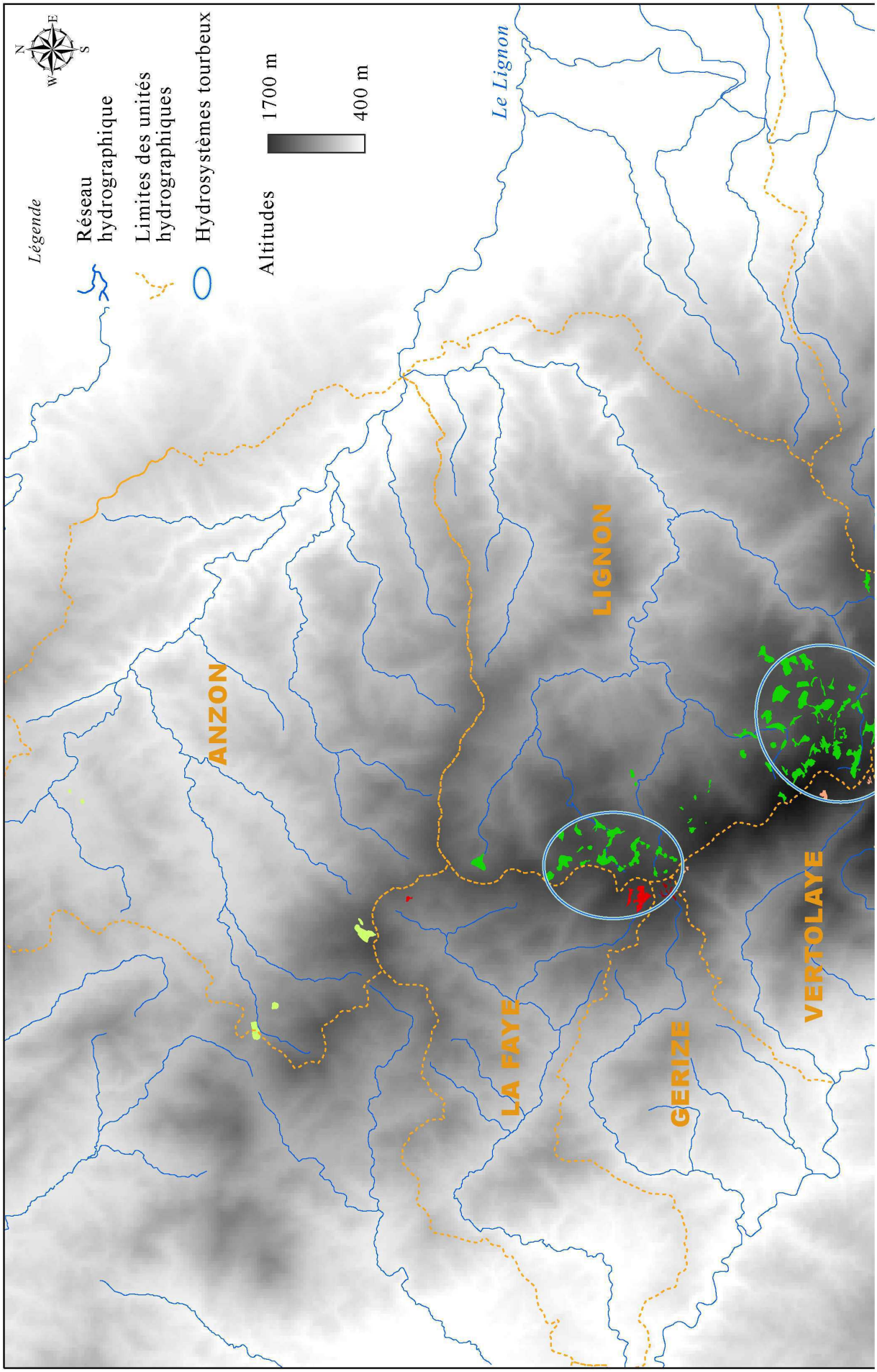
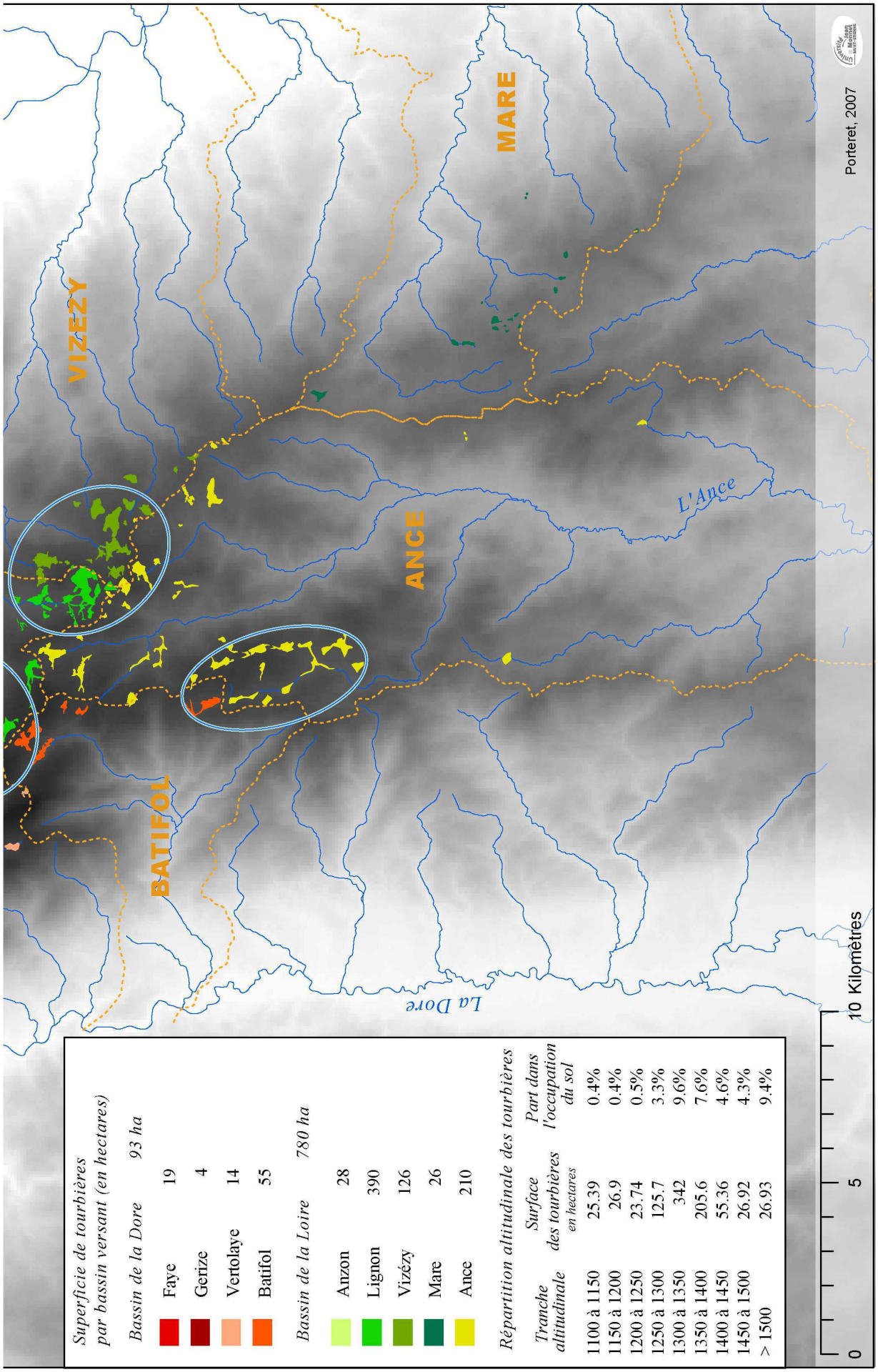


Figure 18 - Cartographie des tourbières du Forez




Superficie de tourbières
par bassin versant (en hectares)
Bassin de la Dore 93 ha
Faye 19
Gerize 4
Vertolaye 14
Batifol 55
Bassin de la Loire 780 ha
Anzon 28
Lignon 390
Vizézy 126
Mare 26
Ance 210
Répartition altitudinale des tourbières
Tranche altitudinale
Surface des tourbières en hectares
Part dans l'occupation du sol
1100 à 1150 25.39 0.4%
1150 à 1200 26.9 0.4%
1200 à 1250 23.74 0.5%
1250 à 1300 125.7 3.3%
1300 à 1350 342 9.6%
1350 à 1400 205.6 7.6%
1400 à 1450 55.36 4.6%
1450 à 1500 26.92 4.3%
> 1500 26.93 9.4%
VIZEZY
BATIFOL
ANCE
MARE
La Dore
L'Ance
0
5
10 Kilomètres
Porteret, 2007

Si cela peut s'expliquer par des difficultés d'identification sur le terrain, liées à la présence de faciès de transition en bordure de tourbière, c'est surtout en raison des objectifs attribués à ces inventaires. L'inventaire de Mines [1949], par exemple, réalisé à des fins industrielles, localise uniquement des gisements de tourbe, assez vastes et épais pour répondre aux conditions imposées par l'exploitation (57 sites ; 155 hectares). Les inventaires plus récents sont principalement basés sur des critères botaniques, sans tenir compte du volume de tourbe, ni même de la présence de tourbe. Ainsi, l'inventaire du Conservatoire Régional des Espaces Naturels Rhône-Alpes [Coïc et al. 2000] identifie les tourbières à partir de la présence d'au moins un habitat naturel identifié comme étant un milieu tourbeux d'intérêt européen dans Corine-Biotopes (42 sites ; 695 hectares). Enfin, l'inventaire proposé par Cubizolle [2005], basé sur un important travail de terrain, propose sans doute les superficies les plus précises, mais uniquement pour un échantillon restreint de 64 sites.

Nous avons donc constaté qu'il était très difficile d'avoir une idée précise de la superficie de tourbière dans les Monts du Forez d'après la littérature, et les observations que nous avons effectuées sur le terrain ont confirmé l'imprécision des cartographies existantes (Fig.16). Pour obtenir des superficies plus conformes à la réalité, nous avons entrepris, pour le Massif du Forez, un travail de cartographie des tourbières basée sur la photo-interprétation de la BD_ortho (IGN) (Fig.17). Cette cartographie (Fig.18), qui s'intègre dans un système d'information géographique, s'appuie sur les inventaires existants (Conservatoire Régional des Espaces Naturels Rhône-Alpes [2002], du Conservatoire des Espaces et Paysages d'Auvergne [1999] et de Cubizolle [2005]).

D'un point de vue méthodologique, nous avons identifié les tourbières suivant les techniques d'analyse visuelle de la photo-interprétation, en définissant des textures, des structures et des couleurs typiques de la végétation de ces écosystèmes (Fig.17). Nous nous sommes également appuyés sur les photos aériennes anciennes (1955 et 1972) et sur différentes données connexes issues du modèle numérique de terrain (pentes et altitudes). Cette cartographie a ensuite été validée par des sondages de profondeur et des relevés GPS sur le terrain. D'un point de vue conceptuel, nous avons utilisé les notions de mésotope et de macrotope [Ivanov 1981] pour identifier des ensembles plus ou moins complexes (macrotopes) constitués d'unités tourbeuses et pseudo-tourbeuses coalescentes (mesotopes). Ces ensembles correspondent également au concept de système tourbeux utilisé par Cubizolle [2005].

Figure 19 - Répartition des superficies de tourbières des Monts du Forez par unité hydrographique

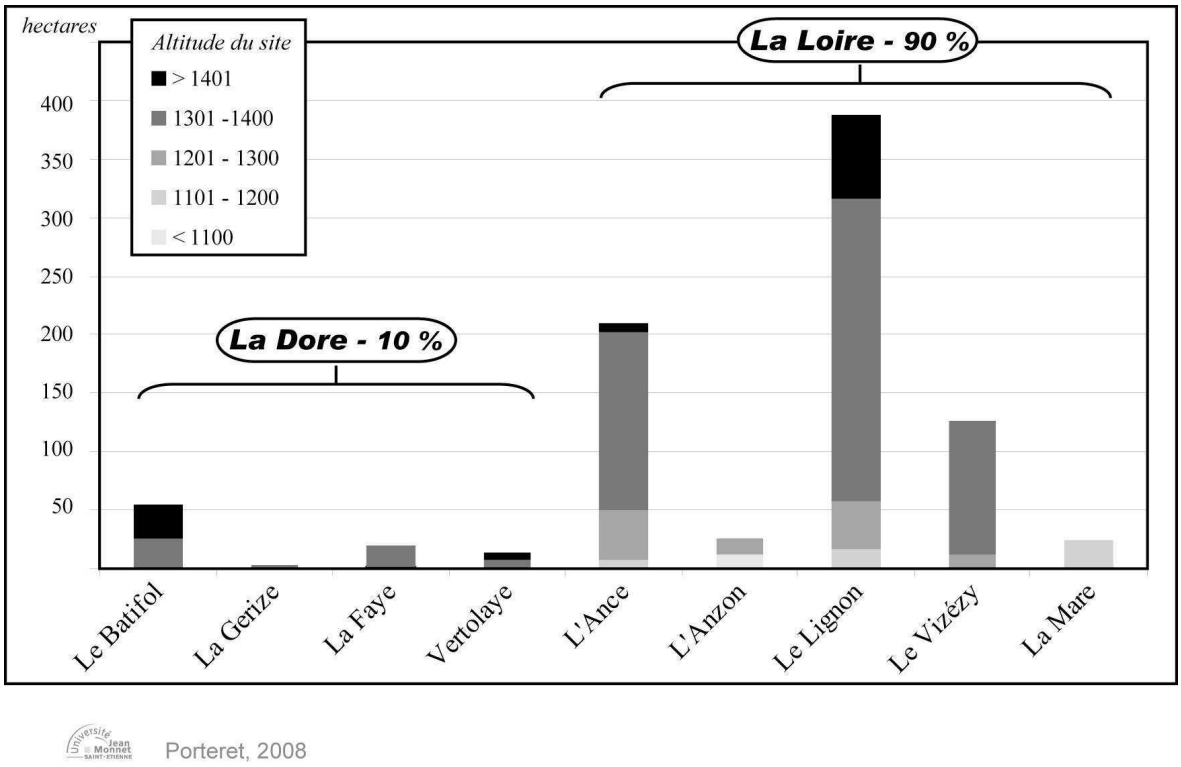
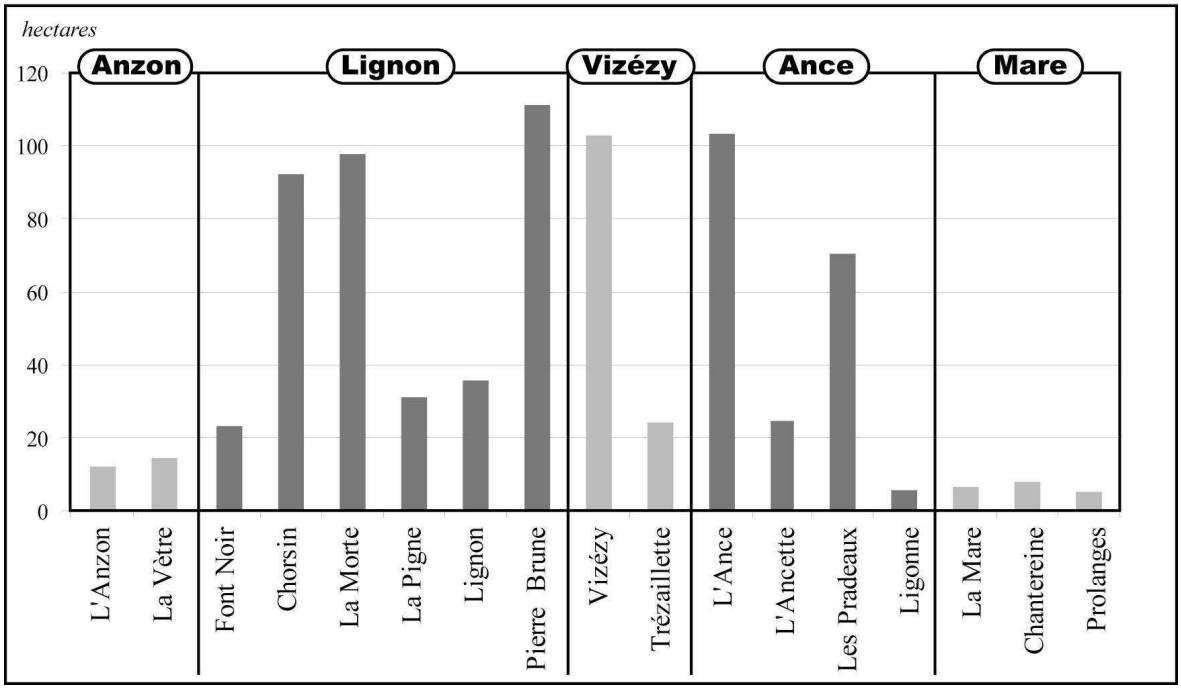


Figure 20 - Répartition des superficies de tourbières par sous bassin versant dans les unités hydrographiques affluentes de la Loire amont



Les tourbières du massif du Forez représentent une superficie de 873 hectares (Fig.19 et 20), principalement entre 1200 et 1400 mètres d'altitude (81% des superficies). La part des tourbières dans l'occupation du sol des Monts du Forez est négligeable en dessous de 1250 m d'altitude (inférieure à 1%). Au dessus de 1250 m, la proportion de tourbières dans l'occupation du sol devient significative (toujours supérieure à 3% des surfaces de chaque tranche altitudinale de 50 m). C'est entre 1300 et 1400 mètres d'altitude qu'elles marquent le plus le paysage ; 9,6% des surfaces comprises entre 1300 et 1350 mètres sont couverts de tourbières (Fig.18). Les tourbières se situent à 90% dans le bassin hydrographique de la Loire amont (Fig.19). Les têtes de réseau du Lignon, du Vizézy et de l'Ance, qui sont, dans la région, les principaux affluents en rive gauche de la Loire, concentrent 83% des superficies des tourbières (721 hectares).

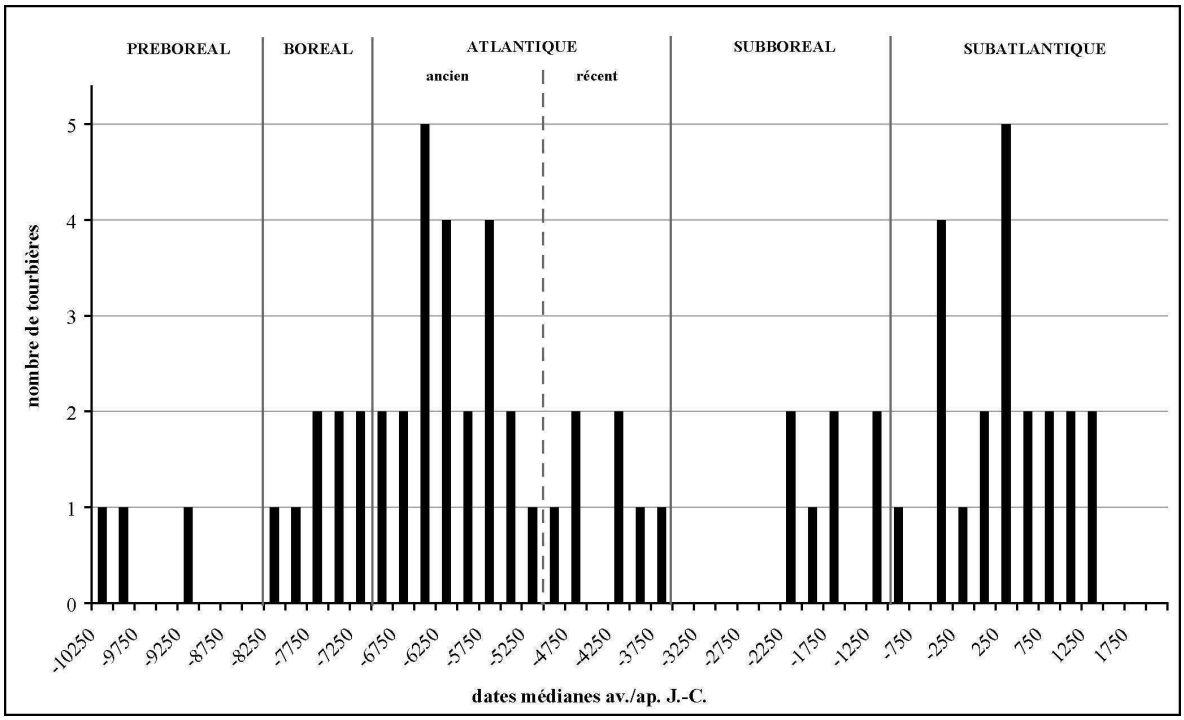
Nous avons cartographié des unités de taille très variables. Certaines tourbières constituent des mésotopes bien individualisés, comme c'est la cas pour la tourbière des Egaux (7 hectares) ou celle de la Jacine (6.3 hectares). D'autres forment de vastes systèmes tourbeux interconnectés par le réseau hydrographique. Nous avons identifié ainsi quatre macrotopes ou systèmes tourbeux que nous avons nommés (Fig.18) : Montagne des Allebasses : 106 ha ; Bazanne / Gourgon : 245 ha ; Pierre-sur-Haute : 192 ha ; Col du Beal : 99 ha. Ces macrotopes peuvent se répartir sur différents bassins versants car certaines tourbières se situent en position d'interfluve (macrotope du Col du Béal) ou sur des replats où le réseau hydrographique s'individualise mal (macrotope de Pierre-sur-Haute et de Bazanne/Gourgon).

Cette répartition des tourbières, nous amène à identifier des sous bassins versants particulièrement favorables à l'étude du rôle hydrologique des tourbières. Il s'agit des bassins versants de rang 1 dans la classification de Stähler, en tête de réseau hydrographique du Lignon (Chorsin, Pierre Brune et Ruisseau de la Morte), où la part des tourbières représente 10 à 15% de l'occupation du sol.

2.2.1.3 Histoire et dynamique des tourbières

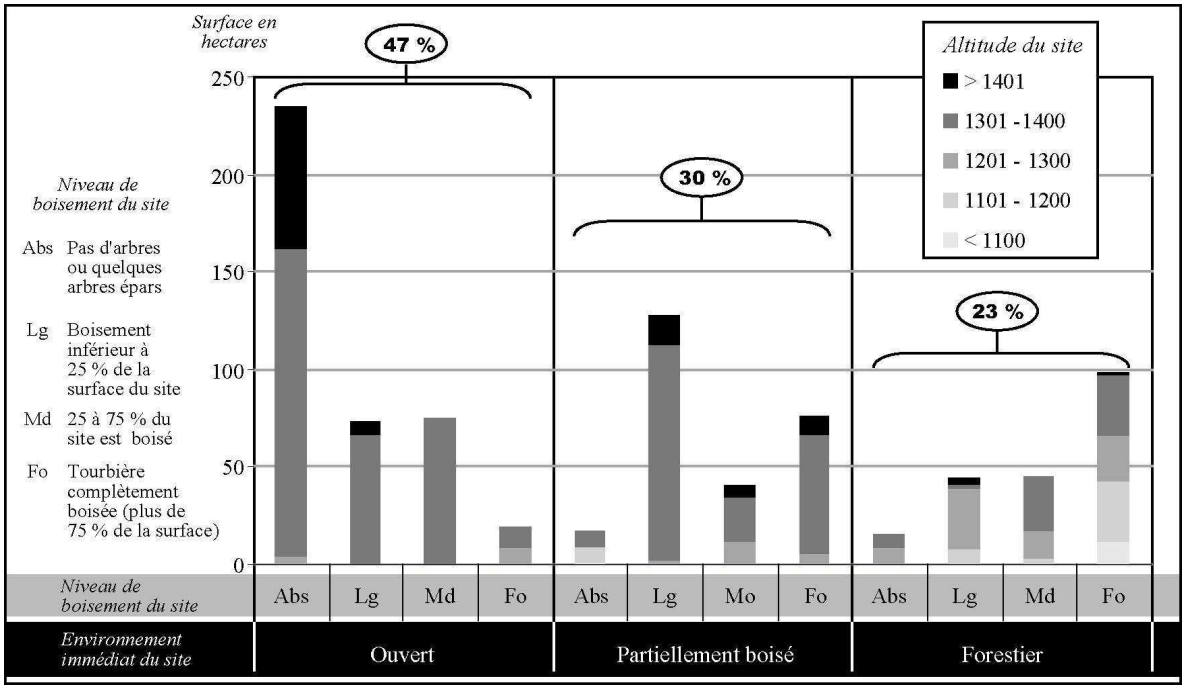
Les premières tourbières du Nord-Est du Massif Central sont datées à la transition entre le Dryas récent et le Préboréal (10 500 avant J-C.), mais les deux principaux pics de démarrage de la turfigénèse ont eu lieu à l'Atlantique ancien (6500 à 6000 avant J-C.), puis au Subatlantique (0 à 500 après J-C.) (Fig.21) [Cubizolle et al. 2003b, Cubizolle 2005b].

Figure 21 - Répartition des dates de démarrage de la turfigénèse du Nord-Est du Massif Central



d'après Cubizolle 2005 et Tourman 2007

Figure 22 - Dynamique des tourbières et environnement des sites



D'un point de vue général, les tourbières ombrotrophes se sont mises en place lors du premier pic du Boréal et de l'Atlantique. La mise en place d'une tourbière est un processus long, qui prend plusieurs siècles (2000 ans pour la tourbière des Egaux). Pour les vastes systèmes tourbeux des parties sommitales des Monts du Forez, les datations de la base des différents mésotopes peuvent s'étaler sur plusieurs milliers d'années, comme c'est le cas pour Bazanne-Gourgon (9000 ans). L'origine de la mise en place des tourbières tient à deux phénomènes, la mise en place de conditions climatiques favorables à la turfigénèse et l'impact de l'homme sur le milieu par la modification du bilan hydrique naturel.

Si l'impact des activités humaines dans le développement des tourbières du nord-est du Massif Central est clairement établi [Porteret 2001], il n'en demeure pas moins qu'aujourd'hui la très grande majorité des sites n'est pas ou peu affectée par des perturbations liées à l'intervention humaine. Ainsi, le processus d'accumulation n'est jamais remis en cause, sauf pour les rares sites drainés intensivement (La Digonnière dans le massif du Pilat) ou exploités (Vérines) et les tourbières d'origine anthropique de basse altitude (Les Roussis, Le Verdier) [Cubizolle 2005b]. En effet, les tourbières se situent pour l'essentiel au dessus de 1000 m d'altitude, dans des secteurs où le recul de l'agro-pastoralisme a débuté dès la fin du XIXe siècle [Cubizolle 1997]. Sur de nombreux sites, nous pouvons observer une dynamique de boisement par le bouleau. Les sites complètement boisés (plus de 75% de leur superficie couverte d'arbres) ne représentent que 22% des surfaces totales de tourbières (Fig.22). Il s'agit en majorité de tourbières situées dans des bassins versants en contexte forestier. Au-dessous de 1200 mètres d'altitude, les sites sont boisés pour l'essentiel. Les tourbières qui sont en cours de boisement représentent 19% des superficies. Le développement de l'arbre est d'autant plus important que la présence des troupeaux se raréfie sur les tourbières [Thebaud 1990].

Nous allons maintenant décrire plus précisément les caractéristiques des bassins versants dans lesquels s'inscrivent ces tourbières, et plus particulièrement les éléments influant sur leur fonctionnement hydrologique.

2.3 Caractéristiques des têtes de bassins versants granitiques

La majeure partie des tourbières se situant au dessus de 1000 m d'altitude, les autres ne représentant que de très modestes superficies, nous voulons ici préciser les caractéristiques des parties sommitales des massifs de notre zone d'étude. Il s'agit des bassins versants forestiers des Bois Noirs, des Monts de la Madeleine ou de la retombée méridionale du massif du Forez, mais également des bassins versants couverts de landes et de pelouses des Hautes Chaumes. Le disposotif physique, dans ces bassins versants, est typique de la moyenne montagne granitique.

2.3.1 Le contexte hydro-géomorphologique

Les formations superficielles sur lesquelles se sont développées les tourbières correspondent au schéma général d'organisation décrit par Etlicher [1986] pour les massifs du Nord-Est du Massif Central. Aux altitudes qui nous intéressent, elles sont marquées par le processus glaciaires et périglaciaires würmiens, les traces des glaciations précédentes étant rares. La connaissance de leurs épaisseurs et de leurs caractéristiques hydrauliques est essentielle pour établir les relations entre les tourbières et les aquifères des bassins versants.

2.3.1.1 Modelés de versants et formations superficielles

En altitude, les modelés sont marqués par les héritages glaciaires [Etlicher 1990]. Le glaciaire forézien s'est traduit par la présence des glaciers de plateau (ice cap) sur les parties sommitales au-dessus de 1200-1300 mètres et de glaciers de vallée, surtout sur le versant oriental (Fig.23). Mis à part les quelques cirques de type Vosgien, autour de Pierre-sur-Haute, les traces de l'englacement (accumulations morainiques, cirques ébauchés, verrous et ombilics) sont peu marquées sur les parties sommitales où la glace était peu mobile. C'est entre 1100 et 1300 mètres, dans les vallées parcourues par les langues glaciaires, que les dépôts morainiques sont plus abondants. Les modelés périglaciaires sont bien présents dans cet étage glaciaire [Etlicher 1980]. Ils se sont développés au dessus de 1420 mètres, pendant la glaciation, autour des nunataks et plus bas après la déglaciation (cirque de névé, niche de nivation, guirlande de gélifluxion, etc.).

Figure 23 - L'extension des glaciations quaternaires dans les Monts du Forez

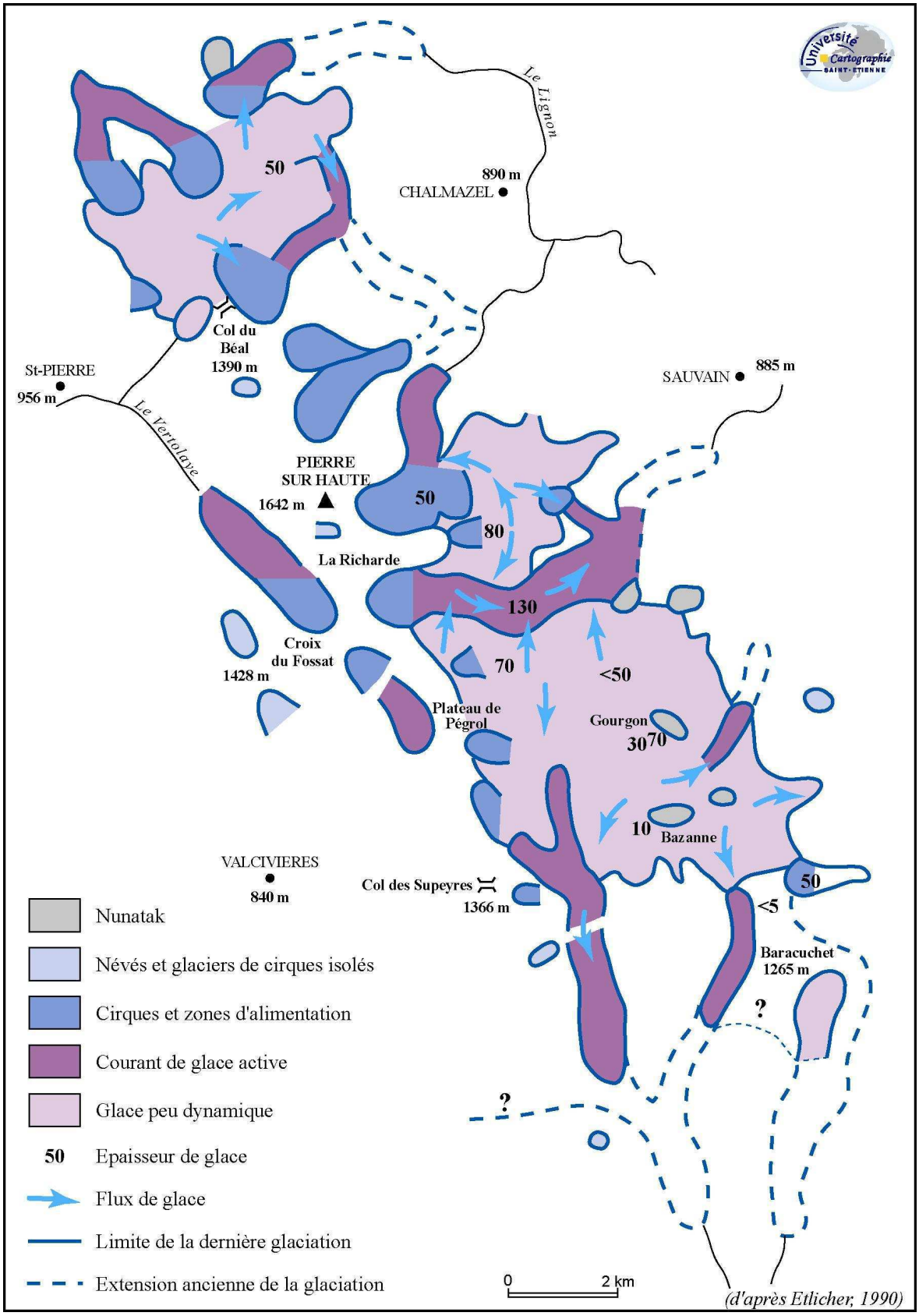
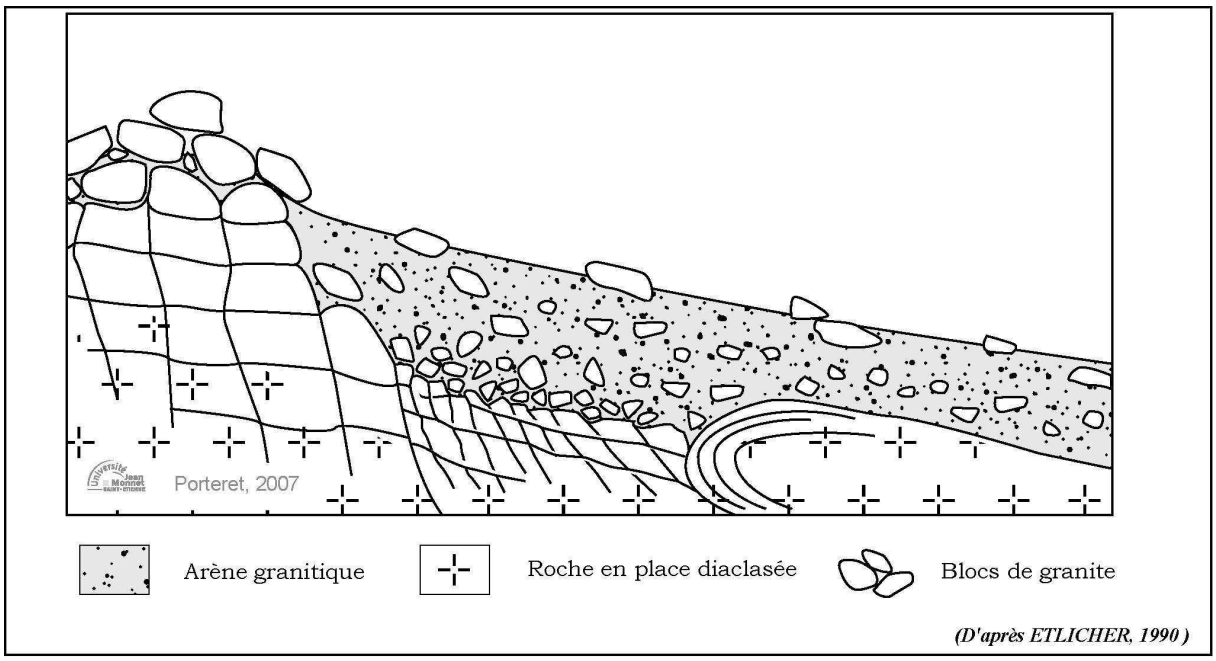
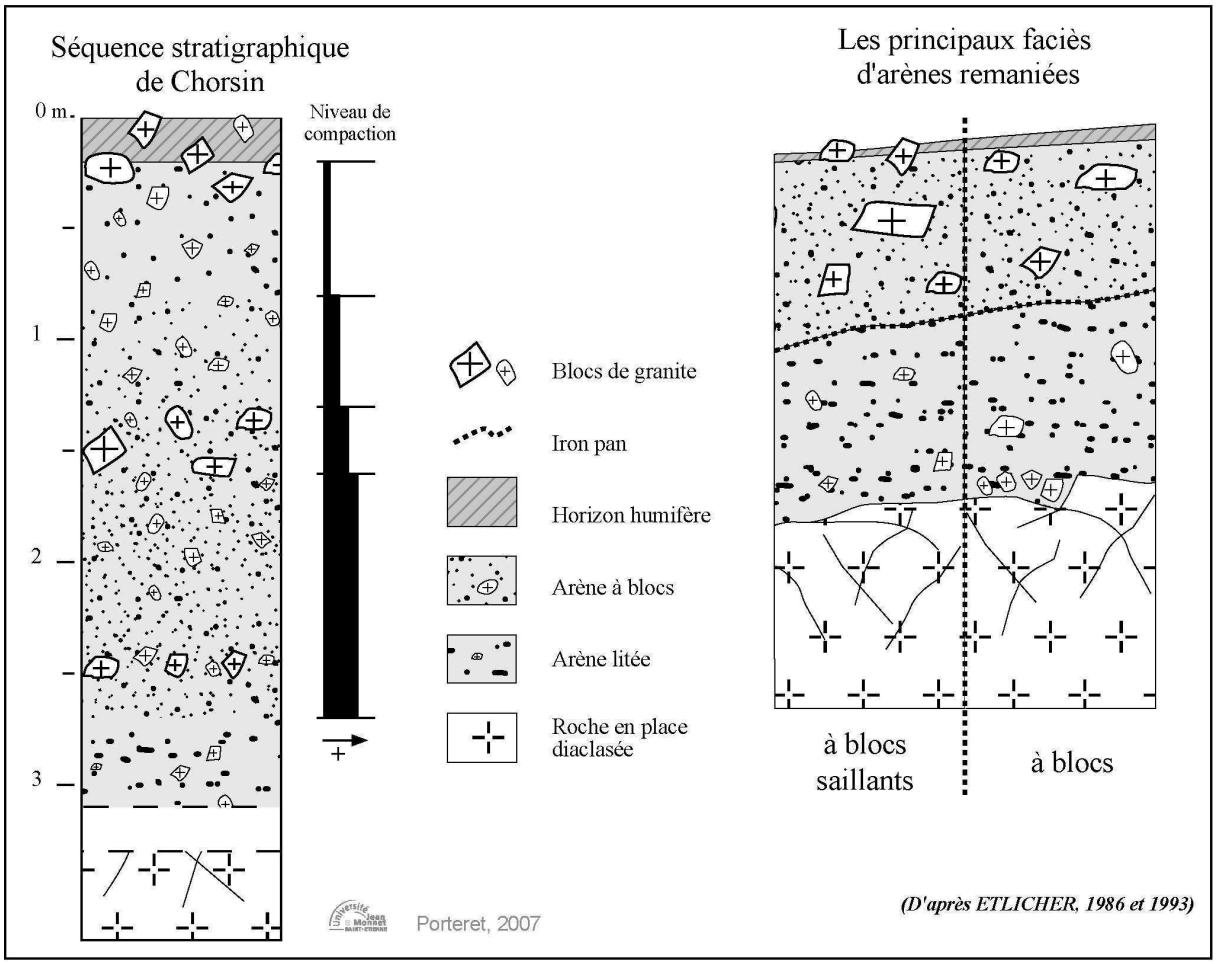


Figure 24 - Les formations superficielles et les modelés de versant



24a - Schéma d'incorporation des blocs à l'arène



24b - Les formations superficielles rencontrée dans le Nord Est du massif Central

Hors de la zone englacée, en dessous de 1100 m, les processus périglaciaires sont omniprésents. Ils attestent de la présence d'un pergélisol saisonnier qui a largement contribué à la mise en place des modelés de versants. Ils se traduisent par le démantèlement des noyaux rocheux et le remaniement des faciès d'arène. Généralisés au dessus de 900 m, ils sont encore présents localement jusqu'à 800 m d'altitude. En sommet de versants régularisés, en soutien de replat structuraux, mais également en surplomb de versants convexes, le granite affleure sous la forme de tors ou de corniches. Les tors sont composés, dans notre zone d'étude, d'un cœur rocheux fortement diaclasé surmonté de peu de boules. Sur les versants, le remplissage arénacé prend plusieurs formes [Etlicher 1983, 1986a, 1990].

La couche d'arène n'est jamais à l'origine du système de pente, mais vient fossiliser la topographie sous jacente. Les arènes à blocs sont les plus courantes. Elles surmontent les arènes litées (fauchées ou de ruissellement) antérieures aux périodes froides (Fig.24b). Davantage représentés sur les ubacs, les niveaux d'arène à blocs ne dépassent que très rarement 4 m d'épaisseur. Sur les pentes moyennes à fortes, leur épaisseur est de l'ordre de 75 cm à 1 m. Les blocs sont locaux et leur taille varie de 10 cm à 1 m en fonction des conditions de débitage (Fig.24a). Disposés à plat dans le sens de la pente, ils disparaissent progressivement vers l'aval. Ces formations sont fréquemment recouvertes, notamment dans les fonds de vallon, par des colluvions tardiglaciaires et holocènes. Au-delà de la description de ces formations, il nous faut discuter de leur rôle aquifère dans les têtes de bassin versant du Nord-Est du Massif Central.

2.3.1.2 Fonctionnement des aquifères

En profondeur le granite sain, roche massive et hétérogène, peut être considéré comme imperméable de part sa porosité négligeable (inférieure à 1%). Toutefois, le réseau de failles et de diaclases résultant de la tectonique, permet l'infiltration de l'eau en profondeur [Maréchal et al. 2005]. Bien qu'une faible fraction des fissures soit hydrauliquement active et qu'elle représente des nappes de faible importance, elle alimente souvent des forages pour les captages d'eau des régions de socle. C'est la partie altérée, surmontant la roche saine, qui possède l'essentiel des capacités de stockage de l'eau (porosité de l'ordre de 10 à 20%). L'altération chimique et la désagrégation de la roche libèrent le quartz, les micas et les feldspaths qui constituent une arène d'épaisseur variable, mais toujours modeste. Les arènes sablo-graveleuses tertiaires et/ou quaternaires ne dépassent que très rarement 5 mètres d'épaisseur. En profondeur elles conservent la structure de la roche sous jacente.

L'arène en place, toujours grossière, est filtrante et s'égoutte bien. Elle est toujours recouverte par une couche d'arène remaniée à blocs plus limoneuse (jusqu'à 37% de limons), au drainage moins rapide (réservoir d'humidité). Mais, ce sont les phénomènes de compaction liés à l'action du gel, par la croissance des lentilles de glace de ségrégation [Van Vliet-Lanoë 1988], qui déterminent le niveau de perméabilité de ces formations [Etlicher 1986]. La description des différentes coupes types du Nord-Est du Massif Central [Etlicher 1986a] montrent que les horizons inférieurs d'arène à blocs et d'arène litée sont très compactés et, par conséquent, possèdent de faibles porosités et perméabilités. Seule la partie supérieure des niveaux d'arène à blocs joue le rôle d'aquifère (Fig.24b). Ils sont perméables sur les versants, et sont souvent gorgés d'eau dans les fond de vallons [Godard 1977]. L'eau qui y circule réapparaît en surface sous forme de sources à la faveur des ruptures de pentes, d'autant que les colluvions accumulées en bas de versants sont enrichies en limons et en argiles [Godard 1977].

2.3.2 Le caractère montagnard bien affirmé du climat

Les tourbières que nous étudions se situent dans les secteurs où le caractère montagnard du climat s'affirme nettement. Les précipitations sont importantes, les températures sont fraîches et l'enneigement notable. Toutefois, les données concernant les parties sommitales des massifs sont peu nombreuses. Les postes météorologiques Météo France sont rares au dessus de 1000 m et étaient absents au dessus de 1265 m d'altitude lorsque nous avons entrepris cette étude (Fig.25). La plupart des stations se situent à proximité des villages situés dans les fonds d'alvéole ou sur les replats du versant à des altitudes variant entre 800 et 850 m (Verrières, Valcivières, Chalmazel). Les travaux entrepris dans les années 80 par l'Université Jean Monnet de Saint Etienne (Suchel, Etlicher) ont permis d'obtenir des informations précieuses sur les caractéristiques climatiques des surfaces sommitales (installation d'un poste de mesure des précipitations et des températures à Pierre-sur-Haute, 1634 m).

La rudesse du climat est marquée au niveau des températures par des moyennes annuelles inférieures à cinq degrés. Les gelées sont fréquentes jusqu'en juin et peuvent parfois se produire en juillet ou en août. À Pierre-sur-Haute (1634 m), les températures journalières maximales, ne dépassent 10°C que pendant 4 mois (Fig.26). Le nombre de jours de gel est de 150 sur les Hautes Chaumes et atteint 197 à Pierre-sur-Haute (102 jours sans dégel). Si les gelées peuvent se produire les nuits d'été, cette saison reste douce ce qui se traduit par des amplitudes thermiques diurnes importantes (jusqu'à 30 à 35°).

Figure 25 - Réseau Météo France

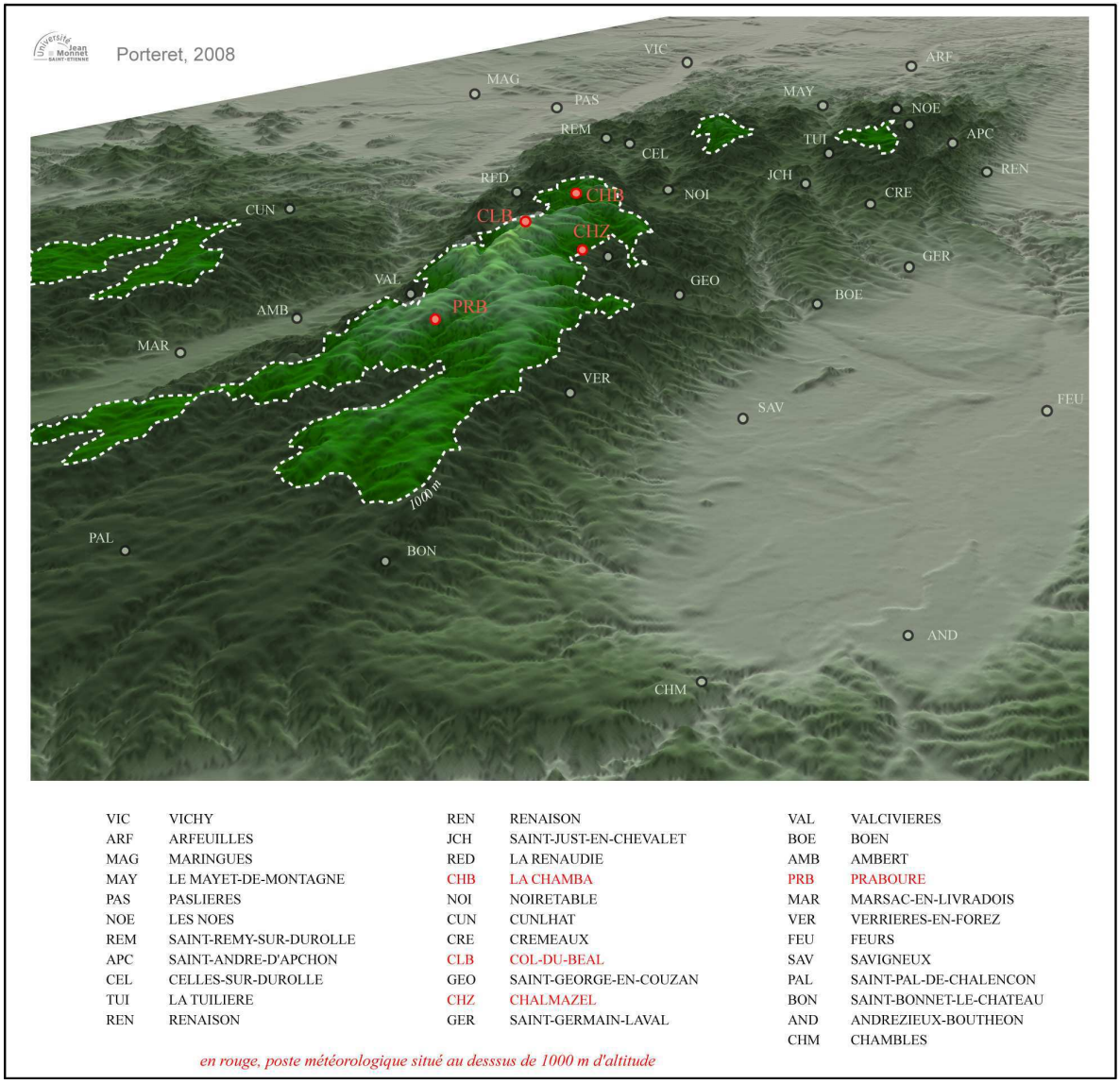


Figure 26 - Températures des parties sommitales des Monts du Forez

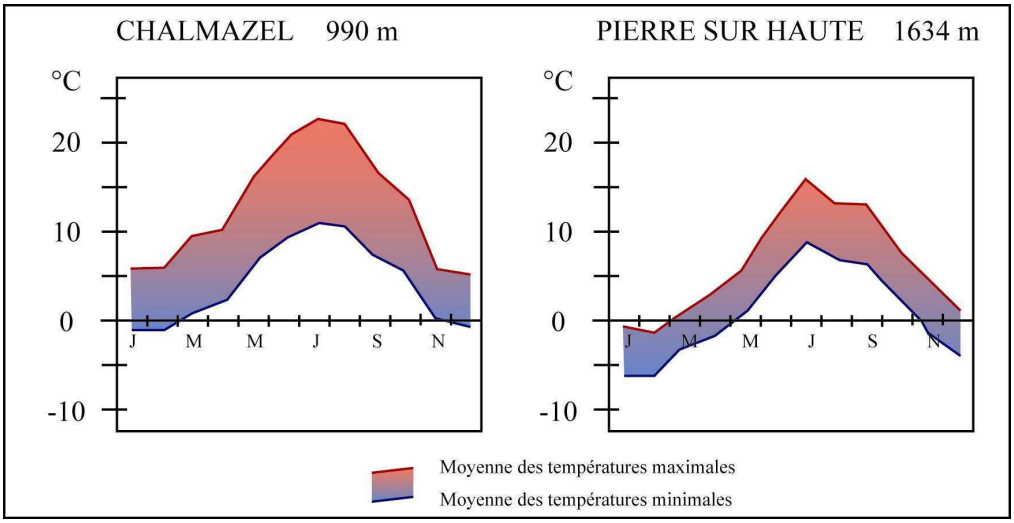
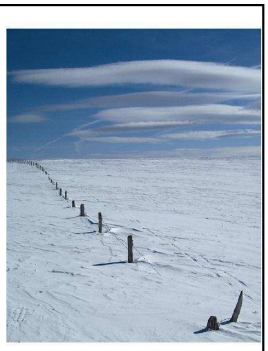


Planche 1 - L'enneigement dans les Monts du Forez

Photo 1 - VARIABILITE DE L'ENNEIGEMENT

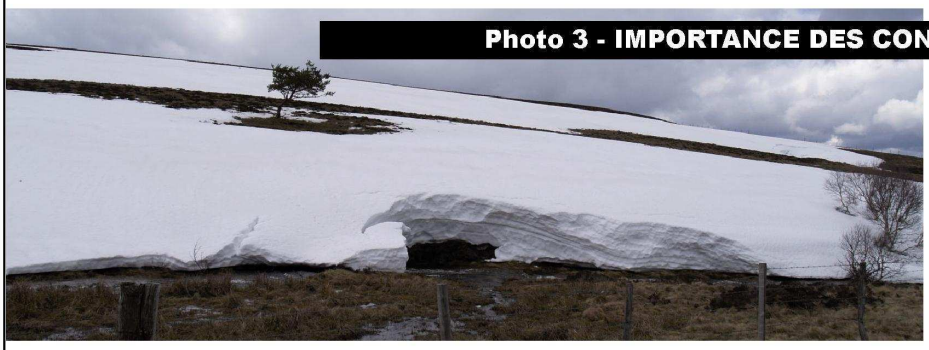


Formation d'une corniche au Petit Goulet, le 14 mars 2005

Photo 2 - UN ENNEIGEMENT DISCONTINU

Versant Ouest du bassin versant du Chorsin - Pierre sur Haute en arrière plan, le 31 mars 2006

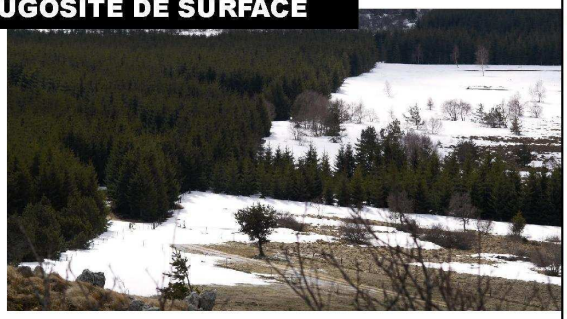
Photo 3 - IMPORTANCE DES CONGERES



Congère de Gourgon Ouest, le 31 mars 2006

Photo 4 - ROLE DE LA RUGOSITE DE SURFACE

Accumulation de neige sur le chemin de Bazanne, le 12 avril 2005



Accumulation de neige en lisière de plantation de résineux, le 31 mars 2006

Les orages d'été sont fréquents et provoquent des cumuls de précipitations considérables (104,2 mm pour la journée du 22 juillet 2004 à Prabouré). Les observations font apparaître un décalage des conditions climatiques avec les saisons cosmiques. En effet, l'automne est relativement doux, alors que l'hiver empiète largement sur le printemps. Les mois d'avril et de mai sont respectivement plus froids que les mois de novembre et d'octobre.

Du fait du froid et de l'humidité, l'enneigement est une composante importante de la dynamique hydrologique des têtes de bassin versant. Les précipitations neigeuses entraînent un stockage et une restitution différée de l'eau, mais également, pour les secteurs de moyenne montagne du Nord-Est du Massif Central, une redistribution spatiale de ces apports d'eau. En effet, l'enneigement généralement supérieur à trois mois, est très irrégulier dans l'espace comme dans le temps et ce, à l'échelle annuelle et pluri-annuelle (Pl.1-1). Au cours de l'hiver, aux périodes de chutes de neige succèdent des phases de redoux au cours desquelles le manteau neigeux disparaît. L'origine des apports neigeux est avant tout le fait des flux perturbés océaniques venant du nord-ouest, les flux de nord étant peu fréquents. L'enneigement est insignifiant en octobre, très irrégulier en novembre, et n'est continu qu'en février et mars. Les hauteurs de neige sont généralement faibles, elles ne dépassent que rarement la vingtaine de centimètres. Mais, lorsque l'enneigement est important, nous pouvons observer sur les crêtes, la formation de corniches qui peuvent provoquer de véritables coulées de neige (Pl.1-1) (Chalmazel, le 15 février 1991 [Bouchet 1991]). On relève 70 jours de neige au sol à 950 m d'altitude (St Anthème) et 175 sur les parties sommitales des Monts du Forez.

Les congères (Pl.1-3) sont en effet l'une des principales manifestations de l'hiver dans les Monts du Forez et les anecdotes à propos de jasseries ou de villages entièrement recouverts par la neige sont nombreuses [Constancin 1972]. Le manteau nival est la plupart du temps discontinu, du fait de différences d'exposition par rapport aux vents et au soleil (Pl.1-2). En effet, le vent est le principal responsable de la redistribution de la neige. Il agit comme un chasse-neige et pousse la neige dans les zones en creux qui correspondent souvent aux formes héritées de la période glaciaire. La rugosité du couvert végétal joue un rôle important en réduisant la vitesse du vent et limitant ainsi la reprise en charge de la neige (Pl.1-4). La présence de lande à bruyère, très rugueuse, ou de végétation ligneuse joue un rôle déterminant dans la distribution des congères.

L'accumulation de neige dans les congères est rapide, en quelques jours, voire quelques heures [Serre 2001]. Liées à des chutes récentes de neige poudreuse (dans les 24 dernières

heures), elles se forment avec des vents compris entre 5 et 10 $m.s^{-1}$ et ce même si les précipitations neigeuses sont faibles. En conditions favorables, Serre [2001] montre pour le massif des Monts Dore qu'il suffit de 6 heures pour que les congères se forment. Dans le massif du Forez, les conditions de vent favorables à la formation de congères sont réunies pendant 57 jours en moyenne (Prabouré - hivers 2001 à 2003). La congère de la Chamboite à 1500 m d'altitude, située dans un ancien cirque glaciaire d'exposition nord-est, se reforme tous les hivers pour 7 mois environ. C'est la plus importante du massif ; elle peut s'étendre sur près de 100 m de long, 10 m de large et 5,5 m d'épaisseur (hiver 1990 - 1991 [Bouchet 1991]). Le volume d'eau stocké dans la congère (2500 m^3 de neige) s'élève à 357 mm d'après nos calculs, basés sur un rapport neige / eau liquide typique d'une neige givrée [Dubé 2003]. Ce stock d'eau alimente les terrains situés en aval durant tout le printemps et jusqu'au début de l'été.

2.3.3 Contexte biogéographique

Les bassins versants tourbeux du Nord-Est du Massif Central correspondent à deux types de terroirs bien différenciés. Il est important de détailler le contexte biogéographique dans lequel les tourbières se situent afin de bien cerner leurs relations avec leur bassin versant.

En dessous de 1250 à 1150 m d'altitude, les tourbières se situent dans des bassins versants forestiers. Mis à part sur les zones sommitales des Bois Noirs, des Monts de la Madeleine et du Forez méridional, ces bassins versants pentus sont occupés par une hêtraie-sapinière omniprésente (Pl.2-1). Les sols forestiers sont des leptosols (rankers de pente), des alocrisols (brun ocreux) évoluant localement suivant les conditions d'humidité et de froid en podzosols (sols ocres podzoliques) [Thebaud 1988]. Les tourbières constituent souvent, avec les secteurs de coupe forestière ou de chablis, les seuls espaces ouverts, même si de nombreux sites connaissent aujourd'hui une dynamique de boisement par le bouleau. Les zones agricoles ne percent la forêt que sur les replats les plus favorables autour des hameaux ou des villages (Pl.2-4). Elles atteignent sans doute aujourd'hui leur extension minimale. En effet, ces versants, qui laissent apparaître de vastes forêts, étaient largement utilisés par l'agriculture au XVIIIe et XIXe siècles, au plus fort de la pression agricole sur le milieu. Cubizolle [2005] a montré, d'après l'étude des cadastres napoléoniens des communes des Bois Noirs (Saint Priest la Prugne), que la forêt a regagné au cours du XXe siècle tous les terrains situés au dessus de 800 m d'altitude, autrefois couverts de taillis et broussailles, dans lesquels pâturaient les troupeaux.

Planche 2 – Les versants forestiers de l'étage montagnard

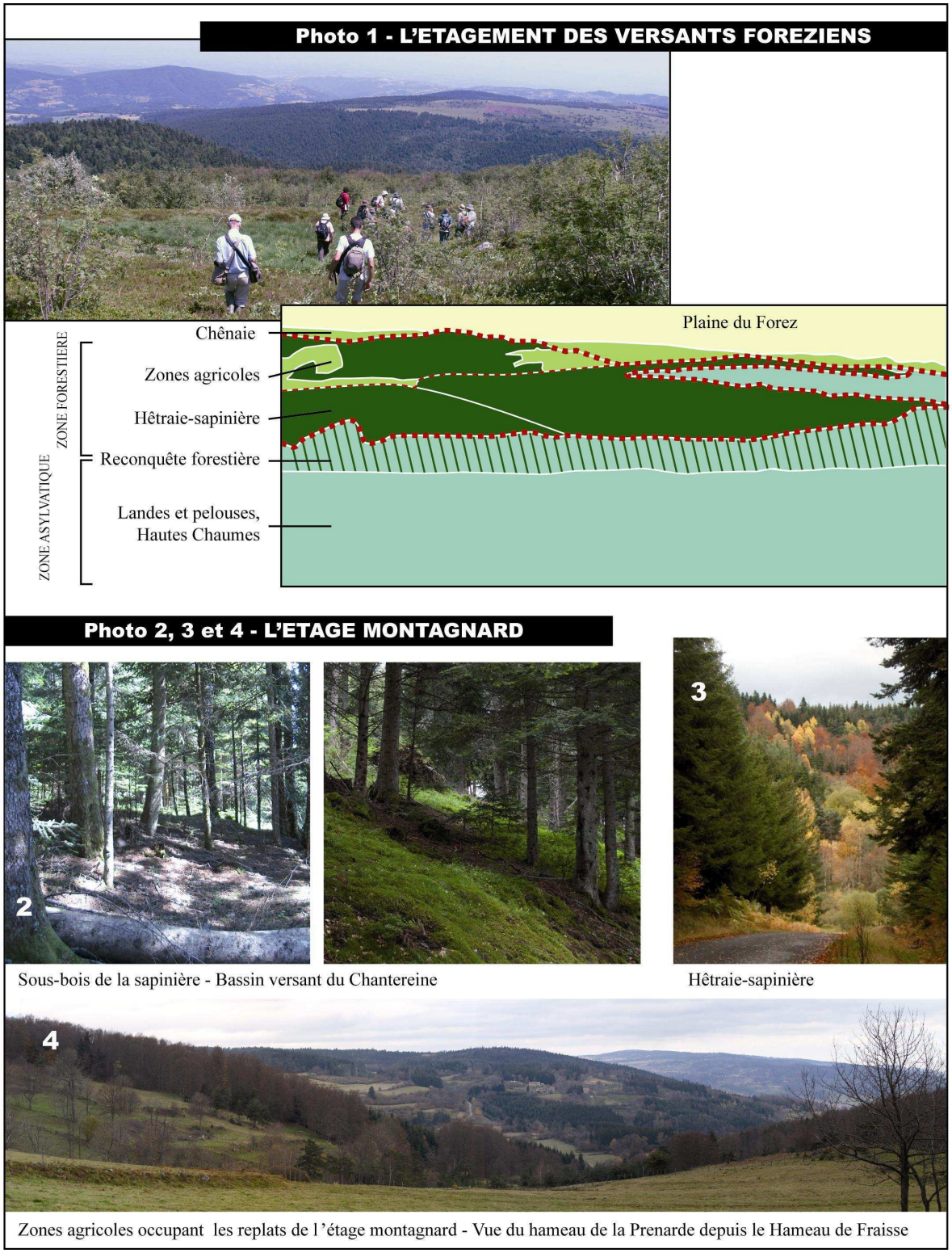


Planche 3 – Les Hautes Chaumes du Forez

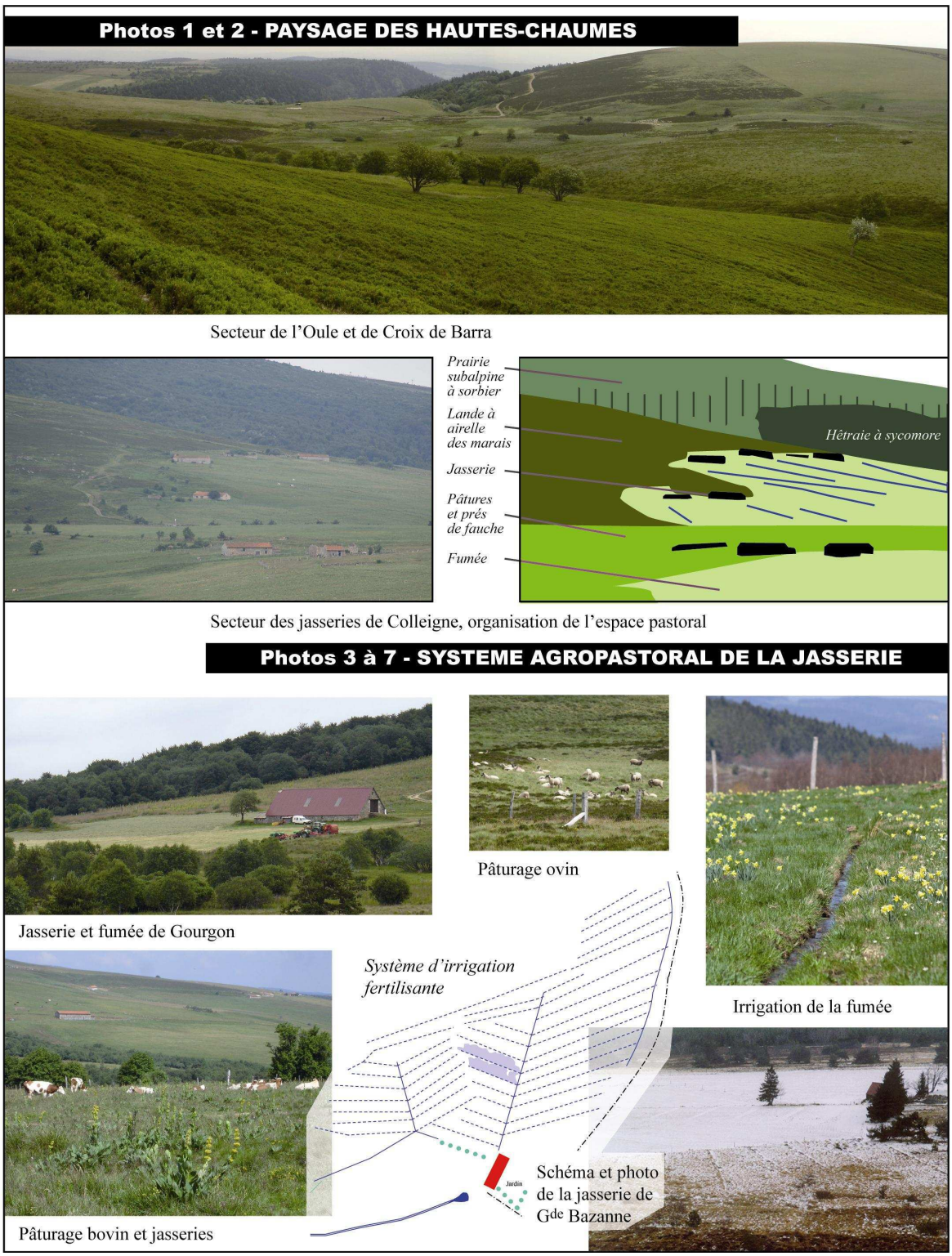
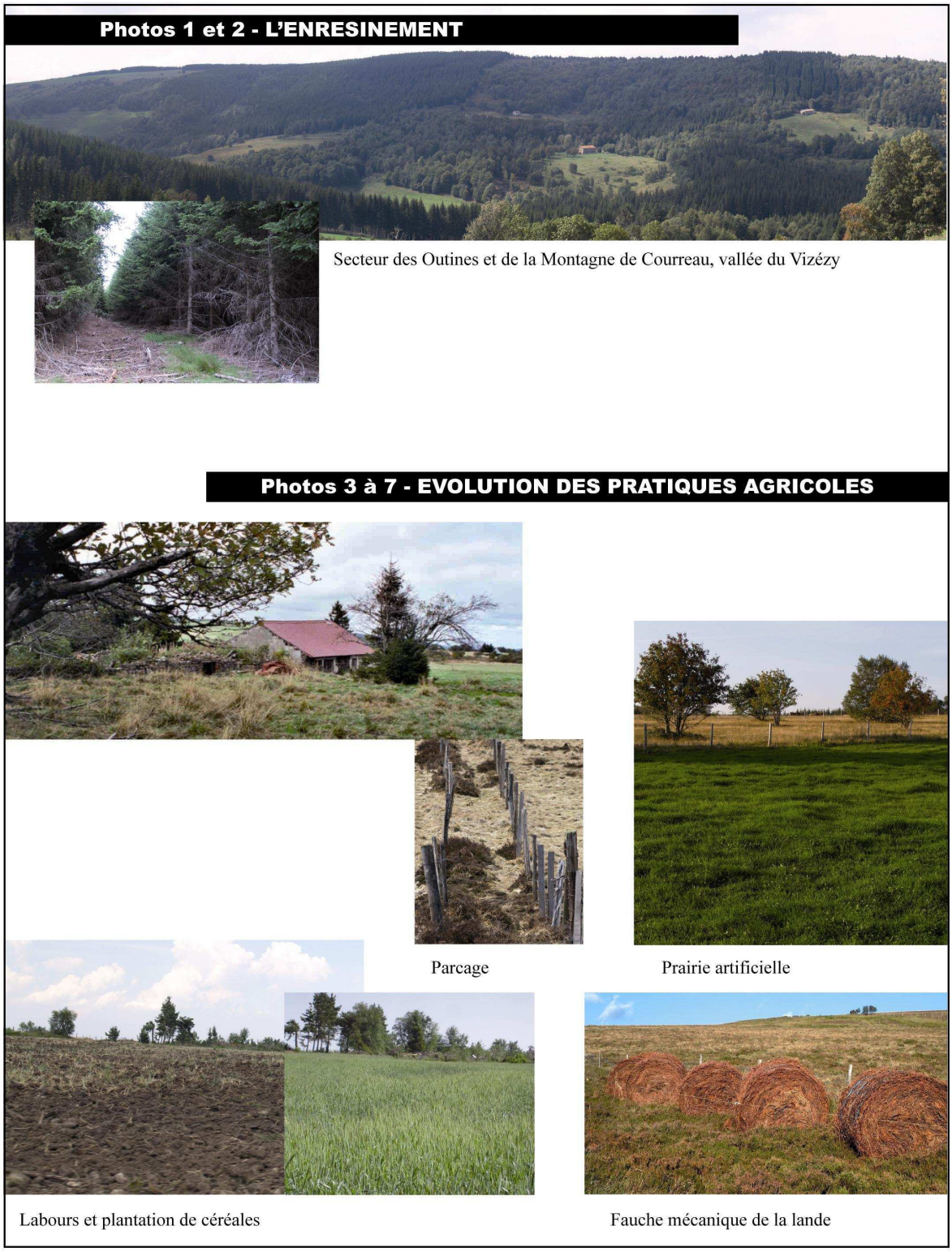


Planche 4 – Dynamiques récentes d'évolution des Hautes-Chaumes



L'emprise de l'homme sur ces milieux est faible, d'autant que les pentes fortes et la structure foncière des terrains limitent l'exploitation sylvicole. Le rôle de la forêt dans la dynamique hydrologique des bassins versants a largement été démontré [Cosandey 1993, Robinson et Cosandey 2002, Andreassian 2004]. Les tourbières sont situées dans des bassins versants où le bilan de l'eau est influencé par la végétation forestière.

En altitude, les Hautes Chaumes constituent un ensemble spécifique qui couvre 9000 hectares (25 kilomètres de long, pour une largeur variant de 600 mètres à 9 kilomètres). La végétation est constituée par une lande à callunes (*Calluna vulgaris*), genets (*Genista*) et myrtilles (*Vaccinium myrtillus*), ainsi qu'une lande à molinies (*Molinia*) et espèces hygrophiles dans les secteurs mal drainés (Pl.3-1). Les sols sont peu profonds et possèdent une faible capacité de rétention en eau, sauf dans les fonds où les dépôts encombrés de blocs et riches en argiles sont gorgés d'eau. Sur les versants, ils oscillent donc entre hygromorphie et sécheresse dans le temps comme dans l'espace. Le sol typique sous la lande est appelé terre de bruyère. Il s'agit d'un ranker cryptopodzolique, acide (pH entre 4 et 5) et pulvérulent, dont l'horizon principal noir, est riche en matière organique. Le climat froid est en grande partie responsable de cette faible décomposition de la matière organique, mais cela est accentué par la pluviosité et le caractère acidifiant de la végétation.

Ce paysage est hérité de la longue histoire de l'exploitation pastorale de ces hautes terres depuis les défrichements protohistoriques et antiques. Le maintien de ce paysage ouvert au cours de l'histoire s'explique par la présence d'un système agro-pastoral d'estive avec pâturage et fauche pour la transformation du lait et la fabrication de la fourme [Damon 1972] (Pl.3-2). Sans que l'on puisse dater précisément la mise en place de ce système spécifique à la région [Porteret 2001], nous savons que les plus anciens témoignages écrits font mention de pâturages et de chaumes (donation à l'abbaye de la Bénisson Dieu par Guy III, comte de Forez et de Lyon – 1201). Centré autour de la jasserie, bâtiment d'estive regroupant l'étable, le fenil et l'habitation, il est à l'origine d'une modification des écoulements par la mise en place d'un réseau d'irrigation complexe et la création de prés fertilisés appelés fumées. L'eau, captée au niveau d'une ou plusieurs sources, est amenée jusqu'à la jasserie où elle est stockée et permet de laver l'étable une à deux fois par jour. Chargée des déjections, elle est ensuite utilisée pour irriguer et fertiliser la fumée située à l'aval. Ce système a progressivement disparu au cours du XXe siècle, entraînant une modification de l'utilisation de l'espace montagnard. D'une part, les surfaces utilisées par

l'agriculture se sont réduites, d'autre part, les pratiques agricoles se sont intensifiées sur les parcelles les plus favorables (Pl.4).

Le système d'estive s'est transformé avec la création de grand parc de pâturage et l'abandon des jasseries, l'arrêt de l'irrigation et de la fertilisation des fumées. Une grande partie des terrains abandonnés par l'agriculture est aujourd'hui boisée. S'il existe une dynamique de recolonisation forestière des landes liée à la diminution de la pression pastorale, c'est surtout le développement de l'activité sylvicole dans les années 70 qui a contribué à l'augmentation des surfaces boisées (plantation d'épicéas). Elles ont quasiment doublé depuis le XIXe siècle passant de 2700 hectares à 5300 hectares. Depuis une quinzaine d'années, nous pouvons observer une nouvelle dynamique avec le développement de nouvelles pratiques agricoles, comme les labours et semis de prairies artificielles.

3. La mise en place de bassins versants expérimentaux

Le bassin versant est l'unité de lieu fondamentale des recherches hydrologiques. C'est au sein de cet espace, que se déroulent les divers processus du cycle de l'eau. Les hydrologues ont rapidement mis en évidence les difficultés relatives à l'étude du comportement des bassins versants, tant les paramètres à prendre en compte sont nombreux et les relations entre eux complexes. Pour résoudre ces difficultés, ils ont développé une démarche expérimentale basée sur la mise en place d'équipements de mesure et le suivi des bassins versants. L'objectif est d'abord une surveillance à long terme des ressources en eau, mais également la validation des concepts théoriques de modélisation du comportement hydrologique des bassins versants. Cela s'est traduit par la création de bassins versants représentatifs, expérimentaux ou d'investigations. Le colloque de Budapest (1965), organisé sous l'égide de l'Association Internationale des Sciences Hydrologiques (IAHS-AISH), a largement mis en évidence l'intérêt de cette démarche et fait une synthèse des expériences menées de par le monde, afin de formuler des recommandations pour leur mise en œuvre.

On distingue les bassins versants représentatifs, qui ont pour objet la compréhension du cycle hydrologique naturel (ils nécessitent une stabilité de l'occupation du sol), et les bassins versants expérimentaux, sur lesquels on modifie volontairement les conditions naturelles pour en étudier les répercussions [Da Costa et Jacquet 1965, Dubreuil 1974, 1988]. Pour ces derniers, il est conseillé de comparer deux bassins versants qui présentent des caractéristiques très proches (substrat, caractéristiques géométriques, climat,…), l'un servant de bassin de référence et l'autre subissant les modifications (paired catchment). Mais il n'est pas toujours possible de trouver deux bassins versants aux caractéristiques similaires, notamment dans les régions de montagne où l'hétérogénéité spatiale est forte (gradients topographiques, climatiques, écologiques). Une autre démarche est donc possible. Elle consiste à étudier dans un bassin versant, après une période d'observation initiale (de référence), les changements provoqués par la modification d'un paramètre (généralement l'occupation du sol). La taille de ces bassins versants d'étude est très variable, généralement inférieure à 4 km^2, elle peut atteindre plusieurs milliers de km^2.

Cette démarche s'est largement répandue en France à partir des années 1950, notamment sous l'impulsion d'Electricité de France (J.Jacquet) pour la connaissance précise des débits. Ces bassins versants de recherche expérimentaux (BVRE) ont également été mis en place pour étudier la modification des régimes hydrologiques provoquée par la coupe de la forêt, mais aucun BVRE n'a été créé pour l'étude du rôle hydrologique des tourbières. Jusque récemment, il n'existait pas en France, de tourbières équipées et suivies à moyen et long terme (sauf peut être Cessières dans l'Aisne), comme c'est le cas au Royaume-Uni (Northern Pennines), au Canada (Newfoundland au Labrador), en Irlande (Littleton Bog, Clara Bog) ou aux Etats-Unis (Glacial Lake Agassiz au Minnesota). Notre démarche s'inscrit donc à la fois dans la lignée des bassins versants représentatifs expérimentaux, avec la nécessité de mettre en place un protocole d'équipement et de suivi des tourbières pour lesquelles il n'existe que très peu de données quantifiées. Elle s'inscrit pleinement dans le cadre des Zones Ateliers CNRS qui, dans la continuité des Programmes Interdisciplinaires de Recherche sur l'Environnement, favorise la démarche d'équipement et de collecte de données pour l'observation sur le long terme de l'**anthroposystème.**

Nous allons donc présenter maintenant notre protocole d'étude et les sites que nous avons sélectionnés pour être représentatifs des bassins versants tourbeux du Nord-Est du Massif Central. Mais, au-delà, ce chapitre nous permet de répondre à une demande de plus en plus importante des gestionnaires qui sollicitent notre expertise pour l'équipement des sites qu'ils ont à gérer (Annexe 6). En effet, grâce à l'intérêt grandissant pour les tourbières, de nombreux sites ont fait l'objet de plan de gestion dans lesquels apparaît un volet concernant le suivi scientifique et plus particulièrement le volet hydrologique.

3.1 La sélection des bassins versants représentatifs

La démarche d'équipements hydrologique et météorologique est longue et coûteuse. Partant de zéro et compte tenu des délais nécessaires à l'acquisition, à l'installation et au bon fonctionnement des appareils, le temps d'acquisition des données pour notre étude reste relativement limité à l'échelle du suivi hydrologique des bassins versants, d'autant que le caractère montagnard de notre zone d'étude en limite l'accès durant l'hiver. Malgré l'importance des moyens dont nous avons disposé, il n'en demeure pas moins qu'il a été nécessaire d'éffectuer des choix pour concentrer nos efforts sur des sites représentatifs. Leur choix et leur caractérisation revêtent alors une attention particulière.

3.1.1 Critères de sélections

La sélection de bassins versants représentatifs répond à différents critères que nous détaillons ici :

- Ils doivent être représentatifs de notre zone d'étude. Nous avons présenté précédemment les deux contextes géographiques (biogéographiques, géomorphologiques et topographiques) que nous devons prendre en compte. Nous devons donc sélectionner un bassin versant forestier au cœur de la hetraîe-sapinière, en dessous de 1250 m d'altitude, et un bassin versant des Hautes Chaumes au dessus de 1300 m d'altitude. Il s'agit principalement de bassins versants affluents de la Loire.

- La part des tourbières dans l'occupation du sol de ces bassins versants doit être significative pour pouvoir influencer potentiellement le fonctionnement hydrologique. Pour cette raison nous avons favorisé les bassins versants qui présentent les plus vastes superficies de tourbière. Mais au-delà, il est intéressant de distinguer le rôle hydrologique des différents types de tourbières. Il s'agit d'essayer de distinguer le rôle des tourbières minérotrophes et des tourbières ombrotrophes dans les bassins versants.

- Enfin, nous avons pris en considération les connaissances des tourbières déjà acquises par les travaux menés antérieurement [Thebaud 1990, Degorce 1995, Tourman 1999, 2000, Coïc et al. 2000, Cubizolle 2001, Michelot et Dupasquier 2001, Porteret 2001, 2002, Thebaud et Cubizolle 2002]. Enfin, nous avons tenu compte autant que faire ce peut, de l'intérêt des gestionnaires pour certaines tourbières pour lesquelles il a été établi des plans de gestion ou des dispositifs réglementaires de protection.

3.1.2 Le choix des bassins versants

La bonne connaissance des sites tourbeux et de leur contexte géographique est primordiale dans le choix des sites. Si l'expérience acquise et les observations de terrain réalisées antérieurement à cette étude [Porteret 2001, 2002] ont largement contribué à la sélection des bassins versants, nous avons voulu nous appuyer sur une analyse plus systématique des caractéristiques des différents bassins versants tourbeux pour faire apparaître leur

représentativité ou leur particularité. Pour cela, nous avons mis en place un Système d'Information Géographique permettant de mettre en relation différentes données :

- la localisation et l'extension des tourbières issues de notre cartographie des tourbières des Monts du Forez ;
- le réseau hydrographique issue de la Base de données Carthage (source du producteur des données) ;
- l'altitude et la pente calculées à partir du modèle numérique d'altitude SRTM-3 (NASA - relevés topographiques effectués par la technique de radar interférométrique) dont la résolution est 90 m ;
- et l'occupation du sol d'après la base de données CORINE Land Cover 2000. Cet inventaire biophysique de l'occupation des terres, mis en oeuvre à l'échelle européenne, a été réalisé à partir d'images satellitaires de l'année 2000 (+/- 1 an) à l'échelle du 1/100 000. La surface des plus petites unités cartographiées (seuil de description) est de 25 ha, raison pour laquelle les tourbières du Nord-Est du Massif Central ne sont pas référencées.

Nous avons restreint cette analyse aux grandes unités hydrographiques du massif du Forez, affluentes de la Loire, qui comprennent des têtes de bassins versants tourbeuses. En effet, comme nous l'avons vu précédemment, cela correspond aux principaux secteurs de répartition des tourbières, mais aussi aux limites territoriales des différents programmes nous permettant de financer l'installation des équipements (Zone Atelier CNRS bassin versant de la Loire, Programme d'Étude des Tourbières Rhône-alpines, Programme Tourbière de la Loire, Contrat de Restauration et d'Entretien des Zones Humides).

Une première étape a consisté à délimiter les différents bassins versants tourbeux de têtes de réseau hydrographique au sein des unités hydrographiques du Lignon, du Vizézy, de l'Ance et de la Mare. Nous avons identifié quinze bassins versants, dont les altitudes moyennes se situent entre 1020 et 1370 m d'altitude. Leur taille est également très variable allant de 900 à plus de 2000 hectares (Fig.27). Associant les terroirs agricoles des replats et fonds d'alvéoles, avec les versants forestiers et les landes des Hautes Chaumes, ils font apparaître l'occupation du sol typique des Monts du Forez (50% de forêt, 19% de landes, 29% de zones agricoles et 3% de tourbières pour l'ensemble des quatre grandes unités hydrographiques étudiées).

Figure 27 - Occupation du sol des têtes de bassins versants tourbeuses des Monts du Forez

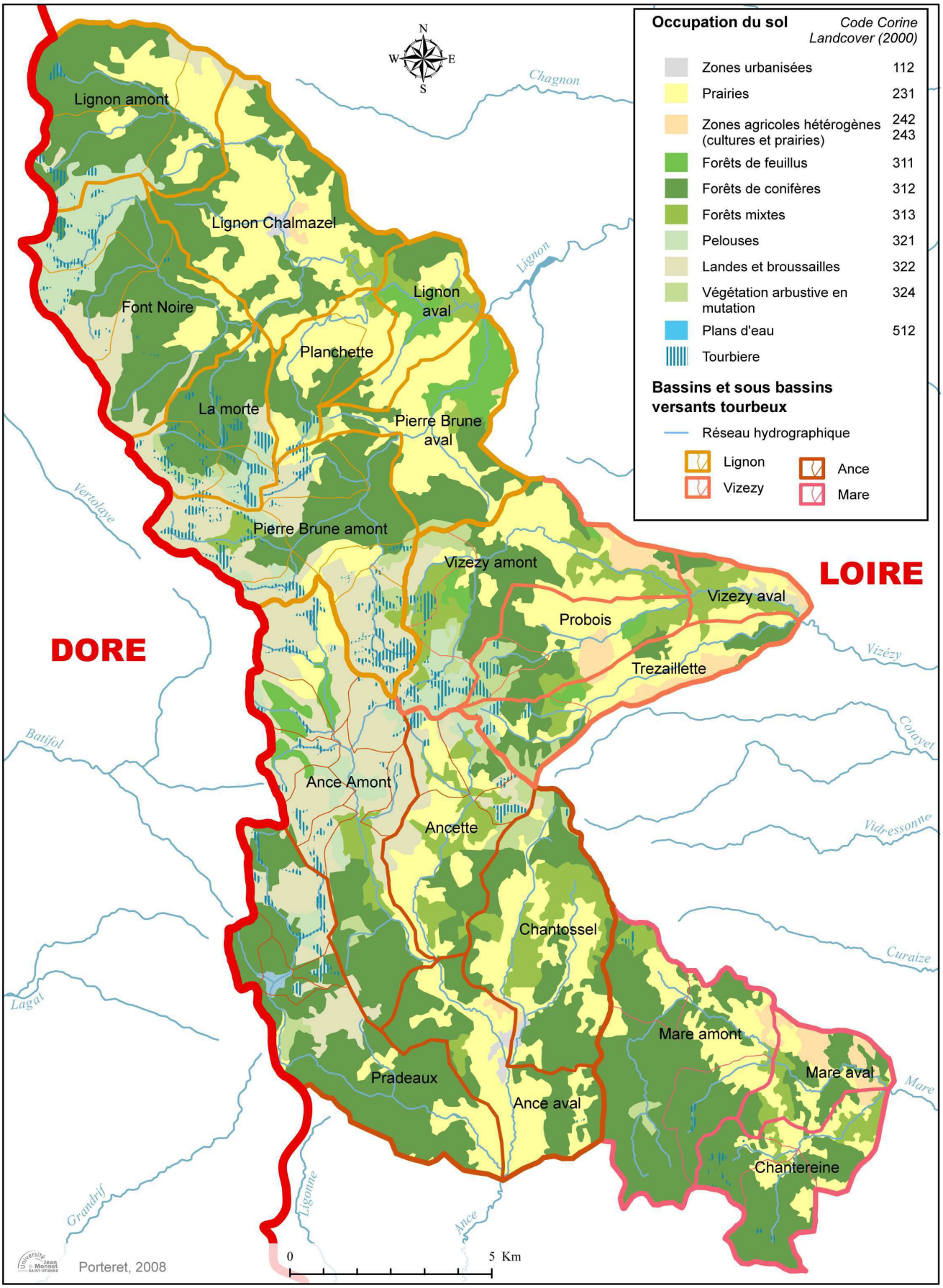


Tableau 5 – Caractéristiques des bassins versants *(Surfaces en hectares)*

UH	BV	Sous_bv	Surface	Forêts	Landes	Zones agricoles	Tourbières	Forêts	Landes	Zones agricoles	Tourbières
ANCE	Ance Amont	Ance	*22*		22				100%		
		Balayoux	*173*	14	149		9	8%	86%		5%
		Barlot	*380*	301	43	36		79%	11%	10%	
		Cote braveix	*208*		194		14		93%		7%
		Genevrier	*84*		83		1		99%		1%
		Grand Coche	*166*	35	120		11	21%	72%		6%
		Grand Goulet	*213*	74	107	23	9	35%	50%	11%	4%
		Jas du Mas	*136*	8	123	0	4	6%	91%		3%
		Les Gorces	*81*	6	75		0	7%	93%		
		Les Ronziers	*150*	73	69		8	49%	46%		5%
		Pegrol	*467*	46	273	117	31	10%	59%	25%	7%
		Praboure	*196*	152	34	10		78%	17%	5%	
		Viallevielle	*69*	7	56		6	11%	80%		9%
	Ance Aval	Ance Aval	*673*	264		395	1	39%		59%	
		Moulin collange	*455*	245		190		54%		42%	
	Ancette	Ancette	*185*	30	66	76	13	16%	36%	41%	7%
		Ancette aval	*479*	222	40	218		46%	8%	45%	
		Baracuchet	*111*	22	68	3	18	20%	61%	3%	16%
		Baudoux	*295*	128	50	118		43%	17%	40%	
		Ruisseau Noir	*201*	61	95	42	4	31%	47%	21%	2%
	Chantossel	Chantossel	*791*	494		282		63%		36%	
		Les narses	*344*	177	91	73	3	51%	26%	21%	1%
		Veyssiere aval	*481*	259		222		54%		46%	
	Pradeaux	Barrage	*113*	76	31		5	68%	27%		5%
		Barru	*75*	49	13		13	65%	18%		17%
		Enfer	*1295*	914	162	220		71%	12%	17%	
		Fayolle	*485*	192	248		45	40%	51%		9%
		Rui noir	*116*	115	1			99%	1%		
LIGNON	Font Noire	Bayet	*420*	176	231		13	42%	55%		3%
		Font Noire	*362*	277	24	59	2	77%	7%	16%	1%
		Grossat	*38*	18		21		46%		54%	
		La Pigne	*448*	128	278		42	29%	62%		9%
		Station	*565*	342	152	69	1	61%	27%	12%	
	La Morte	Gorges Chioloup	*268*	111	127		31	41%	47%		12%
		Gros Fumee	*164*	30	106		29	18%	64%		17%
		La morte	*476*	347	61	29	39	73%	13%	6%	8%
	Lignon	Bigonnier	*153*		42	111			27%	73%	
		Bois Bozonan	*528*	347	113	44	24	66%	21%	8%	5%
		Grand Moulin	*58*	19		39		33%		67%	
		Loge Migois	*669*	507	24	128	10	76%	4%	19%	1%
		Sagnat	*48*	27		21		56%		44%	
		Verdier	*194*	114	13	67		59%	7%	34%	
	Lignon Aval	Davoissene	*449*	308		141		69%		31%	
		Disangue	*224*	70		154		31%		69%	
	Lignon Chalmazel	Chalmazel	*716*	284	3	407		40%		57%	
		Champas	*186*	87		99		47%		53%	
		Cheveliere	*381*	190		191		50%		50%	
		Le Cros	*545*	204	21	317		37%	4%	58%	
	Pierre Brune Aval	Bourchanin	*383*	211	13	159		55%	3%	42%	
		Les Rivaux	*112*	54	9	48	0	48%	8%	43%	
		Paley	*198*	63	6	130		32%	3%	65%	
		sauvain	*490*	285		205		58%		42%	
	Pierre Brune Amont	Cascade chorsin	*262*	163	71	26	2	62%	27%	10%	1%
		Chorsin	*82*	77	3	2		94%	4%	2%	
		Cravassa	*228*	111	67	30	20	49%	29%	13%	9%
		Gourgon	*379*	16	266	9	88	4%	70%	2%	23%
		Gtte de l'oule	*129*	14	83	15	16	11%	64%	12%	13%
		Les planches	*179*	10	101	62	7	5%	56%	34%	4%
		Pierre Brune	*467*	112	299		57	24%	64%		12%
		Sagne Riante	*237*	217	3	17		92%	1%	7%	
	Planchette	Goutte Claire	*445*	144	24	263	14	32%	5%	59%	3%
		Planchette	*125*	27		98		21%		79%	
		Sagne verney	*101*	56		45		55%		45%	

UH	BV	Sous_bv	Surface	Forêts	Landes	Zones agricoles	Tourbières	Forêts	Landes	Zones agricoles	Tourbières
VIZEZY	Probois	Cht Gaillard	157	116	18	22	1	74%	12%	14%	
		Probois	147	50	68	1	28	34%	46%		19%
		Roche	588	223		364		38%		62%	
	Trézaillette	Petite Bazanne	353	173	90	68	21	49%	26%	19%	6%
		Trezaillette	589	142		447		24%		76%	
	Vizezy amont	Bazanne	223	27	146	0	51	12%	65%		23%
		Goutte fiere	214	65	104	22	23	30%	49%	10%	11%
		Sagneton	346	250	56	38	3	72%	16%	11%	1%
		Vizezy	902	391	17	494		43%	2%	55%	
	Vizezy aval	Vizezy aval	362	193	41	128		53%	11%	35%	
MARE	Chantereine	Chantereine	375	213		162		57%		43%	
		Moulin Juquel	393	320		70	3	81%		18%	1%
		Prenarde	229	185		37	8	81%		16%	3%
	Mare Amont	Auzon	247	240	7			97%	3%		
		Gumiere	438	202		236		46%		54%	
		Le Curtil	376	276		93	6	73%		25%	2%
		Mare Amont	84	76	9			90%	10%		
		Peygeret	408	365	11	32		89%	3%	8%	
		Prolanges	363	284		74	5	78%		20%	1%
	Mare Aval	Reymondan	586	307		279		52%		48%	
BN	Besbre	Besbre	292	289			3	99%			1%
		Petite Besbre	336	332			3	99%			1%
		Etui	354	346			9	97%			3%
	Boën	Noyet	544	498	38		8	92%	7%		1%

Critères de séléction des bassins versants

Bassins versants forestiers - surfaces forestières

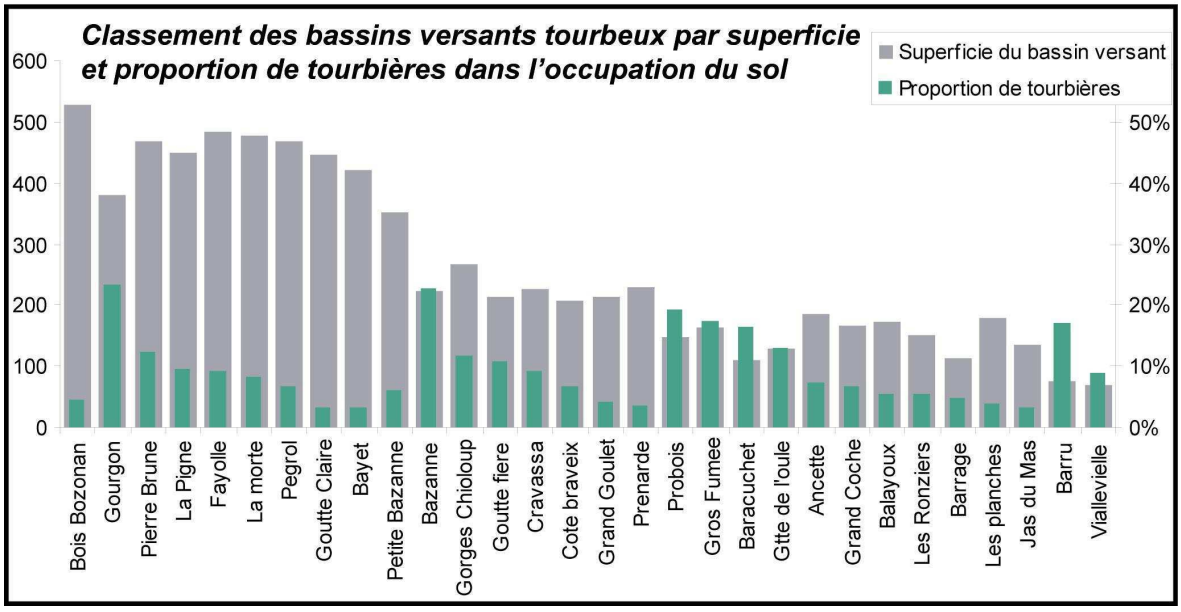
- Supérieure à 75 % de l'occupation du sol
- Entre 50 et 75 % de l'occupation du sol

Bassins versants des Hautes Chaumes - surfaces de landes

- Supérieure à 50 % de l'occupation du sol
- Entre 25 et 50 % de l'occupation du sol

Bassins versants tourbeux - surfaces de tourbières

- Supérieure à 10 % de l'occupation du sol
- Entre 5 et 10 % de l'occupation du sol
- Entre 2.5 et 5 % de l'occupation du sol



L'analyse des données met en évidence les bassins versants de Pierre Brune amont (1936 ha, entre 871 et 1589 m) et de La Morte (909 ha, entre 962 et 1634 m) où les tourbières représentent respectivement 10 et 11% de l'occupation du sol.

Pour affiner l'analyse, nous avons délimité au sein de ces bassins versants tourbeux des unités plus petites (inférieures à 500 hectares) correspondant aux caractéristiques des types d'occupation du sol. L'objectif est double, puisqu'il s'agit de mieux cerner l'impact hydrologique des tourbières en fonction de leur contexte biogéographique, mais également de travailler sur un terrain plus réduit où la prise en compte des différents paramètres de la dynamique hydrologique des bassins versants est facilitée.

Nous avons ainsi identifié une trentaine de têtes de bassins versants tourbeuses dont la proportion de tourbières est supérieure à 3%. Il s'agit pour plus d'un tiers d'entre elles de têtes de bassins situées dans les secteurs de lande des Hautes Chaumes. Les sous bassins de Gourgon, de Bazanne, de Gros Fumé et de Baracuchet apparaissent comme les plus favorables pour notre étude ; la part des tourbières représente plus de 15% et celle de la lande dépasse 60%. Nous avons éliminé le sous bassin de Gros Fumée (164 ha à l'altitude moyenne de 1362 m) dont le réseau d'écoulement a été considérablement modifié par le système d'irrigation fertilisante associé à l'activité pastorale et celui de Baracuchet (111 ha à l'altitude moyenne de 1264 m) dont la tourbière éponyme se trouve en position de col et présente deux exutoires distincts.

Si le sous bassin versant de Bazanne (223 ha à 1351 m d'altitude moyenne occupés par 65% de lande et 23% de tourbières) pouvait être propice à notre étude, nous avons finalement choisi d'équiper celui de Gourgon. En effet, les 50 hectares de tourbières du sous bassin versant de Bazanne sont moyennement à fortement boisés (90% d'entre eux) et ne sont représentatifs que du contexte de reconquête forestière des marges des Hautes Chaumes. Dans le sous bassin versant de Gourgon (379 ha entre 1260 à 1410 m d'altitude), au cœur d'un paysage de landes (70% de l'occupation du sol), les 88 hectares de tourbières sont plus diversifiés. Il s'agit de tourbières hautes ou de tourbières basses à différents stades de boisement (dynamique naturelle liée à différents niveau de pression pastorale et plantation de résineux). Si la proportion de tourbières dans l'occupation du sol est l'une des plus élevées du massif du Forez (23%), le sous bassin versant de Gourgon offre un condensé de la situation des Hautes Chaumes foréziennes.

Tableau 6 – Sélection des bassins versants tourbeux d'étude

BV	Sous bv	OCCUPATION DU SOL							ALTITUDES					ENV. IMMEDIAT DE LA TOURBIERE			NIVEAU DE BOISEMENT DE LA TOURBIERE			
		Forêt		Lande		Tourbière		Total	Minimale	Maximale	Dénivelé	Moyenne	Médiane	Ouvert	Mixte	Forestier	Abs	Faible	Moyen	Fort
Lignon	Bois Bozonan	347	66%	113	21%	24	5%	528	1006	1379	373	1235	1254	13%	19%	67%	36%	19%	45%	
Pierre Brune Am	Gourgon	16	4%	266	70%	88	23%	379	1260	1411	151	1348	1354	18%	70%	12%	10%	49%	16%	25%
Pierre Brune Am	Pierre Brune	112	24%	299	64%	57	12%	467	1228	1589	361	1417	1430	55%	36%	9%	52%	31%		17%
Font Noire	La Pigne	128	29%	278	62%	42	9%	448	1087	1425	338	1299	1314	67%	33%		44%	4%	23%	29%
Pradeaux	Fayolle	192	40%	248	51%	45	9%	485	1261	1424	163	1347	1345	38%	47%	16%	48%	36%	16%	
La Morte	La morte	347	73%	61	13%	39	8%	476	962	1436	474	1235	1254	42%		58%	5%	40%		54%
Ance Amont	Pegrol	46	10%	273	59%	31	7%	467	1225	1476	251	1375	1377	100%			100%			
Planchette	Goutte Claire	144	32%	24	5%	14	3%	445	851	1339	488	1142	1137	100%			6%		37%	57%
Font Noire	Bayet	176	42%	231	55%	13	3%	420	1078	1532	454	1339	1348	49%	49%	2%	49%	13%	36%	2%
Trézaillette	Petite Bazanne	173	49%	90	26%	21	6%	353	1013	1362	349	1251	1276		63%	37%		66%		34%
Vizezy amont	Bazanne	27	12%	146	65%	51	23%	223	1294	1389	95	1351	1354	61%	18%	21%	6%	4%	80%	10%
La Morte	Gorges Chioloup	111	41%	127	47%	31	12%	268	1258	1633	375	1461	1465	11%	52%	37%	11%	10%	21%	57%
Vizezy amont	Goutte fiere	65	30%	104	49%	23	11%	214	1079	1410	331	1276	1296		22%	78%				100%
Pierre Brune Am	Cravassa	111	49%	67	29%	20	9%	228	981	1367	386	1245	1293	100%			17%		41%	42%
Ance Amont	Cote braveix		0%	194	93%	14	7%	208	1206	1391	185	1332	1347	52%	48%			34%	66%	
Ance Amont	Grand Goulet	74	35%	107	50%	9	4%	213	1221	1428	207	1346	1355	55%	45%		55%		45%	
Chantereine	Prenarde	185	81%	0	0%	8	3%	229	913	1215	302	1117	1132		4%	96%	4%		46%	50%
Probois	Probois	50	34%	68	46%	28	19%	147	1130	1355	225	1275	1285	40%	51%	10%		8%	42%	51%
La Morte	Gros Fumee	30	18%	106	64%	29	17%	164	1267	1493	226	1362	1359	92%		8%	47%	46%		8%
Ancette	Baracuchet	22	20%	68	61%	18	16%	111	1206	1313	107	1264	1260		12%	88%		88%		12%
Pierre Brune Am	Gtte de l'oule	14	11%	83	64%	16	13%	129	1260	1478	218	1406	1394	100%			100%			
Ancette	Ancette	30	16%	66	36%	13	7%	185	1208	1385	177	1312	1315	100%				100%		
Ance Amont	Grand Coche	35	21%	120	72%	11	6%	166	1216	1411	195	1330	1343	32%	68%		32%		68%	
Ance Amont	Balayoux	14	8%	149	86%	9	5%	173	1169	1426	257	1330	1350	100%				100%		
Ance Amont	Les Ronziers	73	49%	69	46%	8	5%	150	1118	1420	302	1273	1269			100%	100%			
Pradeaux	Barrage	76	68%	31	27%	5	5%	113	1260	1348	88	1292	1291			100%	100%			
Pierre Brune Am	Les planches	10	5%	101	56%	7	4%	179	1239	1408	169	1316	1311	13%	17%	70%	13%	17%		70%
Ance Amont	Jas du Mas	8	6%	123	91%	4	3%	136	1173	1359	186	1277	1275	100%					100%	
Pradeaux	Barru	49	65%	13	18%	13	17%	75	1281	1352	71	1317	1315		100%			100%		
Ance Amont	Viallevielle	7	11%	56	80%	6	9%	69	1164	1423	259	1338	1355	73%	27%		23%	49%	27%	

Proportion de tourbières

- Supérieure à 20 % de l'occupation du sol
- Entre 15 et 20 % de l'occupation du sol
- Entre 10 et 15 % de l'occupation du sol

Critères de sélection des bassins versants

- Bassins versants des Hautes Chaumes (Lande dominante)
- Bassins versants forestiers
- Caractéristiques des bassins choisis

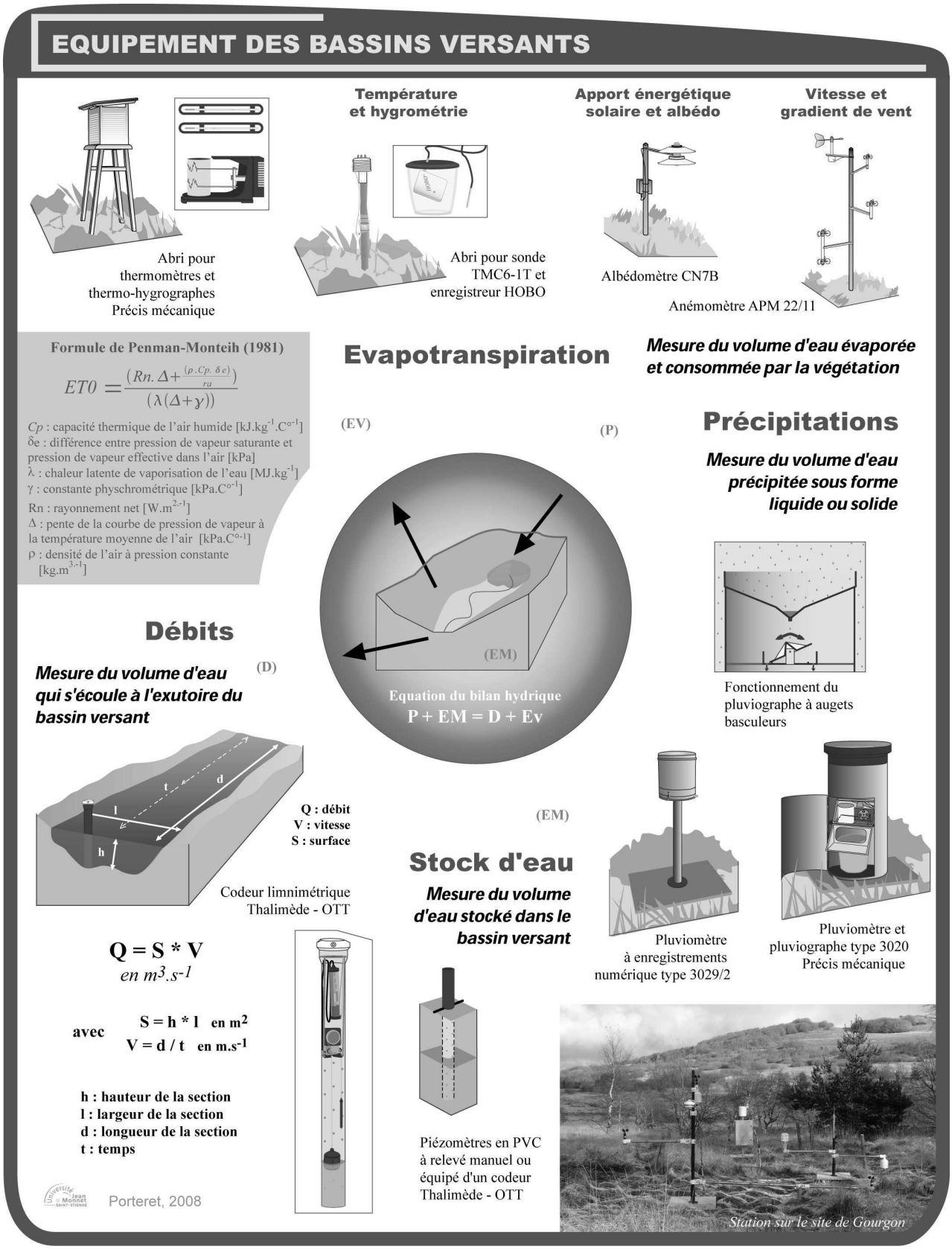
Concernant le rôle hydrologique des tourbières en contexte forestier, nous nous sommes intéressé aux bassins versants de la Mare, au sud du massif du Forez. En effet, situées en dessous de 1270 mètres d'altitude (altitude moyenne des sous bassins à 1140 m), les têtes de bassin versant de la Mare sont couvertes principalement par la sapinière (77 à 97% de forêt). A cette altitude, il s'agit de tourbières basses minérotrophes, dont la proportion dans l'occupation du sol est faible, inférieure à 3% (sous bassin versant de la Prenarde, de Moulin Juquel et de Prolanges). Elles se répartissent le long du réseau hydrographique et occupent les fonds de vallons, comme c'est le cas pour le sous bassin versant de la Prenarde (229 ha dans le bassin versant du Chantereine) avec ses 8 hectares de tourbières.

Au Nord du massif du Forez, le massif des Bois Noirs fait également apparaître, à des altitudes comparables (1098 m d'altitude moyenne) des têtes de bassins versants tourbeuses couvertes à plus de 95% par la sapinière. Toutefois, compte tenu d'un contexte climatique très océanique, les tourbières sont de type ombrotrophe, avec des bombements spectaculaires atteignant, dans la vallée de l'Etui, près de 6 mètres d'épaisseur. Comme pour les têtes de bassins versants de la Mare ou du Chantereine, la part des tourbières dans l'occupation du sol des sous bassins versants de la Besbre et du Boën représente moins de 3%. Nous avons donc intégré dans notre étude, le sous bassin versant de l'Etui et ses 7 hectares de tourbières (354 ha à 1062 m d'altitude moyenne).

3.2 Équipement et protocole d'étude des bassins versants

Comme les postes de mesure des grands réseaux de mesure météorologiques et hydrométriques sont rares pour les parties supérieures des moyennes montagnes granitiques du Nord-Est du Massif Central, nous avons équipé les têtes de bassins versants de Gourgon (ruisseau de Chorsin), de la Prenarde (ruisseau de Chantereine) et de l'Etui (ruisseau de l'Etui). En effet, au delà du faible nombre de postes Météo France installés en altitude, les paramètres mesurés se limitent souvent aux précipitations et aux températures. Les données concernant le vent ou la radiation solaire sont très rares ou très récentes comme au Col du Béal où le poste Météo France est en place depuis fin 2005. Concernant les stations hydrométriques, elles sont situées sur les cours d'eau à la sortie du massif, avant leur traversée de la Plaine du Forez pour rejoindre la Loire. Nous allons donc présenter notre dispositif de recherche, qu'il s'agisse de la mesure des paramètres hydrométéorologiques pour établir le bilan de l'eau (Fig.28) ou de l'étude de la circulation de l'eau dans les bassins versants.

Figure 28 - Dispositif de mesure du bilan de l'eau



3.2.1 Variables climatiques

Dans un premier temps, nous allons présenter les méthodes et les outils pour la mesure des variables climatiques du bilan de l'eau. Suivant une approche systémique, il s'agit de quantifier l'ensemble des entrées et des sorties d'eau provenant de et retournant à l'atmosphère. Étant situées en tête de réseau hydrographique, dans un contexte granitique où les roches du socle peuvent être considérées comme imperméables, les entrées d'eau correspondent aux précipitations. Les sorties d'eau retournant dans l'atmosphère correspondent à l'évapotranspiration. La mesure de ces deux paramètres du bilan de l'eau nécessite l'installation de divers appareils que nous allons détailler ici (Fig.28). Mais auparavant, il est nécessaire de préciser quelques contraintes liées à l'installation des appareils de mesure dans les sites tourbeux. En effet, les instruments de mesure des variables climatiques doivent être mis à niveau pour éviter les erreurs de mesure. Il est donc généralement conseillé de les fixer solidement au sol. Pour ne pas endommager le site et parce que la surface des tourbières se caractérise par son irrégularité, voire son instabilité, nous avons mis en place des plates formes sur pilotis pour accueillir les différents appareils de mesure (Fig.29). Il s'agit de plaques de bois, traitées pour résister aux intempéries, fixées sur des pieux enfoncés d'au minimum 50 à 100 cm dans la tourbe.

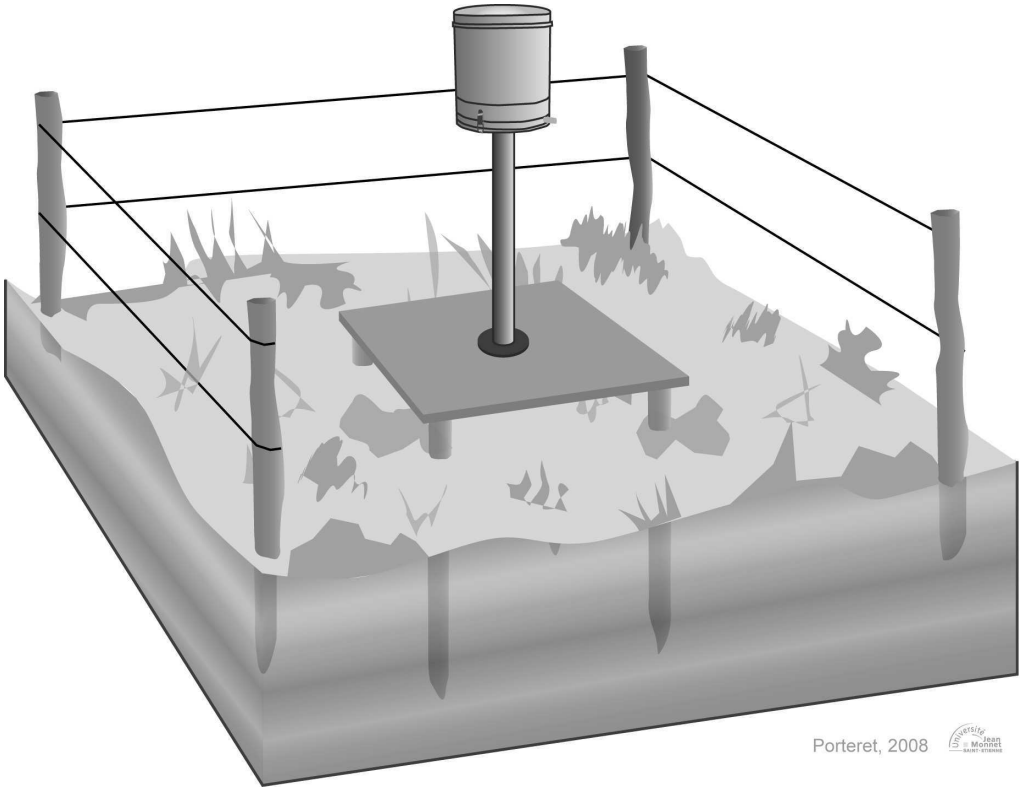


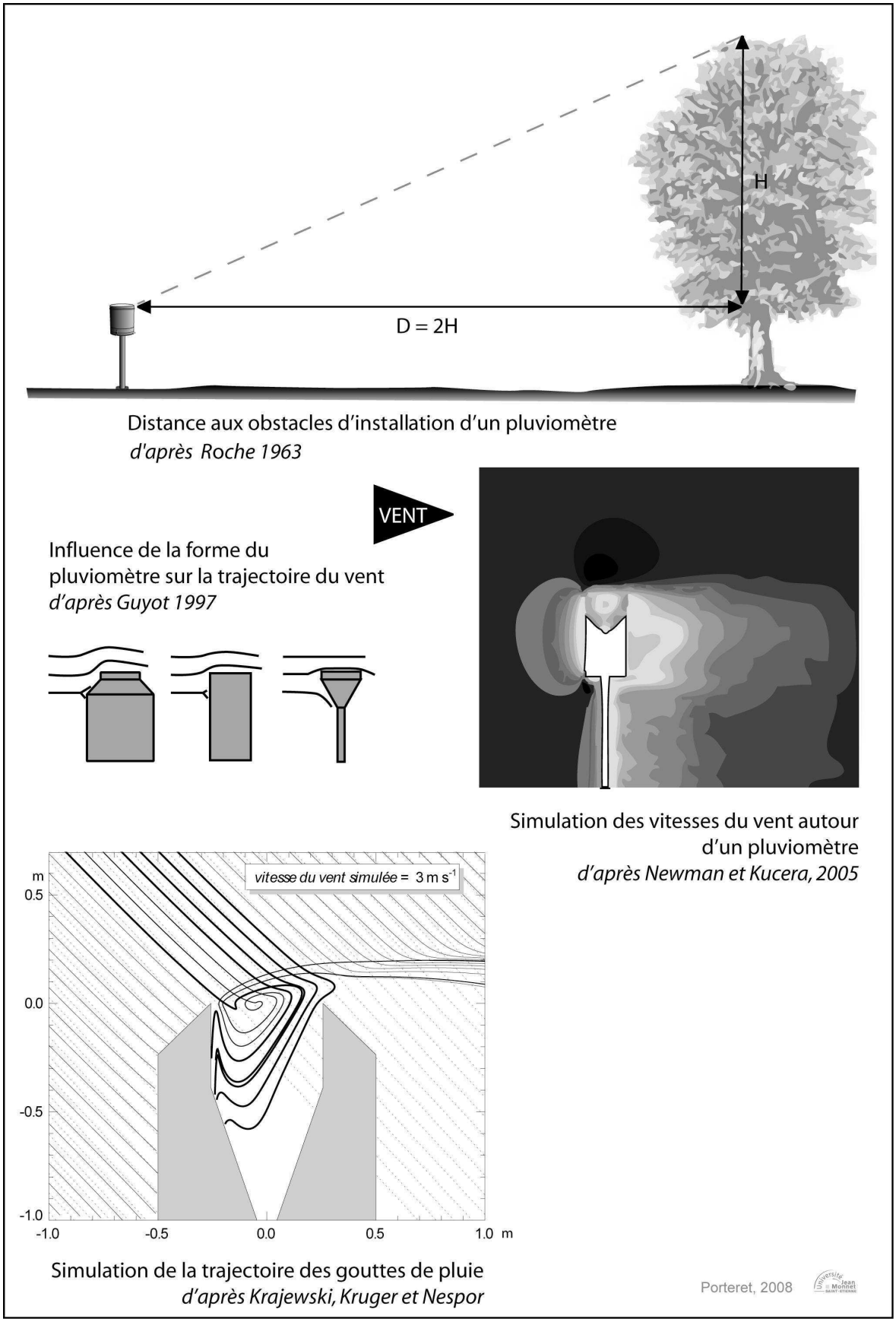
Figure 29 - Dispositif d'installation des appareils de mesure sur pilotis

3.2.1.1 Les apports d'eau : la pluviométrie

Il s'agit de mesurer l'ensemble des eaux météoriques qui tombent sur la surface du sol sous forme liquide (pluie) ou solide (neige). La lame d'eau précipitée est exprimée en millimètres et correspond à un volume d'un litre d'eau uniformément réparti sur une surface d'un mètre carré. L'instrument de base de la mesure des précipitations est le pluviomètre. Il est constitué d'un réceptacle, généralement en forme d'entonnoir, dont la surface est calibrée. L'eau collectée est ensuite mesurée et enregistrée par le pluviographe. Avec l'essor de l'électronique, les dispositifs d'enregistrement numérique se sont considérablement développés et remplacent peu à peu les pluviographes mécaniques à enregistrement sur papier. Parmi les différents dispositifs de mesure existants (à auget, à pesée, à siphon), nous avons choisi, pour des raisons techniques et économiques, d'équiper les sites d'étude avec des pluviomètres à auget basculeur. Ce système de mesure très largement utilisé, est un dispositif ancien et éprouvé. Inventé au XVIIe siècle par C. Wren, et perfectionné par R. Hooke, il mesure l'eau précipitée en enregistrant chaque basculement d'un auget calibré.

Si la quantité de précipitations est un paramètre facile à mesurer, il ne faut pas négliger les erreurs de mesure liées aux caractéristiques et/ou au positionnement de l'appareil. En dehors des problèmes liés au réglage des appareils, il s'agit surtout d'erreurs dues à la captation des précipitations. Le vent est souvent en cause. Il entraîne l'inclinaison de la pluie et provoque des turbulences autour de l'appareil (Fig.30). L'écart entre la hauteur d'eau mesurée par le pluviomètre et celle qui atteint réellement le sol peut varier de 3 à 30% selon l'Organisation Mondiale de la Météorologique et dépasse 50% lorsque le vent atteint 90 km.h^{-1} (Royal Meterological Society). Le problème est encore plus important lorsque les précipitations sont neigeuses (de 5 à 80% d'erreur [Musy et Higy 2004]). La neige très légère peut complètement éviter le réceptacle du pluviomètre pour aller s'accumuler quelques mètres plus loin près d'un obstacle. Des écrans anti-vent ont été développés pour supprimer les turbulences autour de l'appareil et maintenir la verticalité des précipitations au dessus du réceptacle. Lorsque les précipitations sont neigeuses, il est nécessaire de disposer d'un système de chauffage. Il permet de faire fondre la neige, pour qu'il n'y ait pas de décalage entre l'occurrence des précipitations et le basculement de l'auget, et évite ainsi qu'elle ne s'accumule et déborde du réceptacle entraînant la perte de l'information. Toutefois, ce dispositif est coûteux et contraignant. Gourmand en énergie, il conditionne la localisation des postes de mesure à proximité des sources d'alimentation éléctrique (hameau, village, etc.).

Figure 30 - Mesure des précipitations



Enfin, dans certaines situations météorologiques, comme les orages, l'eau frappe violemment la paroi du réceptacle et une partie des précipitations peut rejaillir hors du réceptacle (1% d'erreur [Musy et Higy 2004]).

Il est donc nécessaire d'apporter un soin particulier à la localisation et à l'installation du pluviomètre. Il est indispensable de s'assurer de l'horizontalité du dispositif car une faible inclinaison du support peut influer sur le basculement de l'auget et fausser les mesures. Ensuite, il faut que le site soit bien dégagé, pour que la captation ne soit pas influencée par la présence d'un obstacle (turbulences). En pratique, on recommande que cette distance soit supérieure à deux fois la hauteur des obstacles voisins [Remenerias 1976]. Pour que la mesure soit bien représentative de l'ensemble du bassin versant, il faut positionner avec soin l'appareil et éviter les secteurs pentus et ventés.

3.2.1.2 Les pertes d'eau : l'évapotranspiration

L'évapotranspiration est un processus complexe de transfert de l'eau de l'hydrosphère et de la biosphère vers l'atmosphère [Cosandey et Robinson 2000]. C'est une composante fondamentale du cycle de l'eau. Elle se compose d'une évaporation physique (eau libre, neige, glace) et d'une évaporation physiologique (transpiration des végétaux). Ces processus dépendent des conditions météorologiques, de la disponibilité de l'eau dans le sol, mais également des propriétés physiques et physiologiques de la couverture végétale. Il faut donc distinguer l'évapotranspiration potentielle ou de référence (ET_0), qui désigne la quantité d'eau maximale susceptible d'être évaporée et transpirée par un couvert végétal continu en pleine croissance et bien alimenté en eau, et l'évapotranspiration réelle (ETR) qui dépend du niveau d'humidité du sol et du stade phénologique et sanitaire des plantes. L'évapotranspiration est un paramètre difficile à quantifier que l'on peut mesurer directement *in situ* ou estimer par différentes méthodes de calcul.

En effet, il existe des dispositifs de mesure directe de l'évaporation et de la transpiration des végétaux. Il s'agit par exemple des bacs d'évaporation ou des évaporimètres, mais ces dispositifs demandent un suivi important difficilement possible sur nos sites montagneux isolés. Les lysimètres, cuves étanches enterrées, ouvertes sur la surface du sol, permettent de déduire la quantité d'eau évapotranspirée à partir des variations du stock d'eau du sol couvert de végétation. Complexe et coûteux à mettre en œuvre, parce qu'il nécessite d'importants travaux pour le creusement et l'installation de la cuve, ce dispositif n'a pas été envisagé pour nos sites d'étude.

Généralement, et c'est la méthode que nous avons choisie, l'évapotranspiration est une valeur obtenue de manière indirecte par calculs. Diverses formules, empiriques ou analytiques, ont été développées.

a - Calcul de l'évapotranspiration potentielle

Il s'agit de calculer l'eau susceptible d'être perdue sous forme de vapeur d'eau lorsque sa disponibilité pour la végétation n'est pas un facteur limitant. Cette notion de consommation potentielle en eau a été introduite par Penman (1948). Elle ne dépend que des facteurs climatiques. En France, elle est calculée à partir de mesures météorologiques effectuées au dessus d'un gazon (fétuque manade) couvrant complètement le sol, en phase active, et bien alimenté en eau. Il existe diverses formules de calcul de l'ETP (Annexe 1).

Les formules de calcul empiriques ou semi-empiriques reposent sur une analyse statistique des observations lysimétriques pour les zones géographiques auxquelles elles s'appliquent. Ces formules sont faciles à mettre en œuvre, car elles nécessitent la connaissance d'un nombre minimum de paramètres climatiques. C'est le cas, par exemple, des formules de Thornthwaite, de Braney Criddle qui ne demandent que la mesure de la température moyenne mensuelle (voir annexe). Mais nous ne développerons ici que la formule de Turc (1961) qui permet d'obtenir de bonnes estimations de l'ET_0 dans les régions tempérées, à un pas de temps mensuel [Musy et Higy 2004]. Elle nécessite la mesure des températures moyennes et du rayonnement global et s'écrit :

$$\mathbf{ET_0 = k\frac{t}{t+15}(Ig+50)}$$

avec

k : coefficient relatif au pas de temps de calcul
0.37 pour février
0.4 pour les autres mois
0.13 pour le calcul de l'ETP décadaire
t : température moyenne mensuelle
Ig: radiation solaire globale en cal / cm^2 / j

si **Ig** n'est pas mesurée on peut l'évaluer avec : $\mathbf{Ig = Iga\left(0.18 + 0.62\frac{h}{H}\right)}$

h : durée d'insolation mensuelle réelle en heure
H : durée théorique de l'ensoleillement mensuel en heure
Iga : radiation globale théorique
Ces deux derniers paramètres peuvent être obtenus à l'aide d'abaque

Cette formulation simple reste toutefois limitée dès lors que l'on veut étudier le phénomène à des pas de temps plus fins.

Pour calculer l'évapotranspiration potentielle de façon plus précise (pas de temps journalier par exemple), il faut utiliser les formules de type analytique. Il s'agit de formulations mathématiques des processus physiques qui régissent l'évaporation et la transpiration. Elles sont fondées sur le bilan d'énergie à la surface du système sol/végétation qui permet de calculer la quantité de vapeur d'eau que l'air peut absorber compte tenu de l'énergie disponible, de son déficit de saturation et de la turbulence (Fig.31). Ces formules à base physique sont donc beaucoup plus complexes à mettre en œuvre parce qu'elles nécessitent la mesure d'un nombre de paramètres importants.

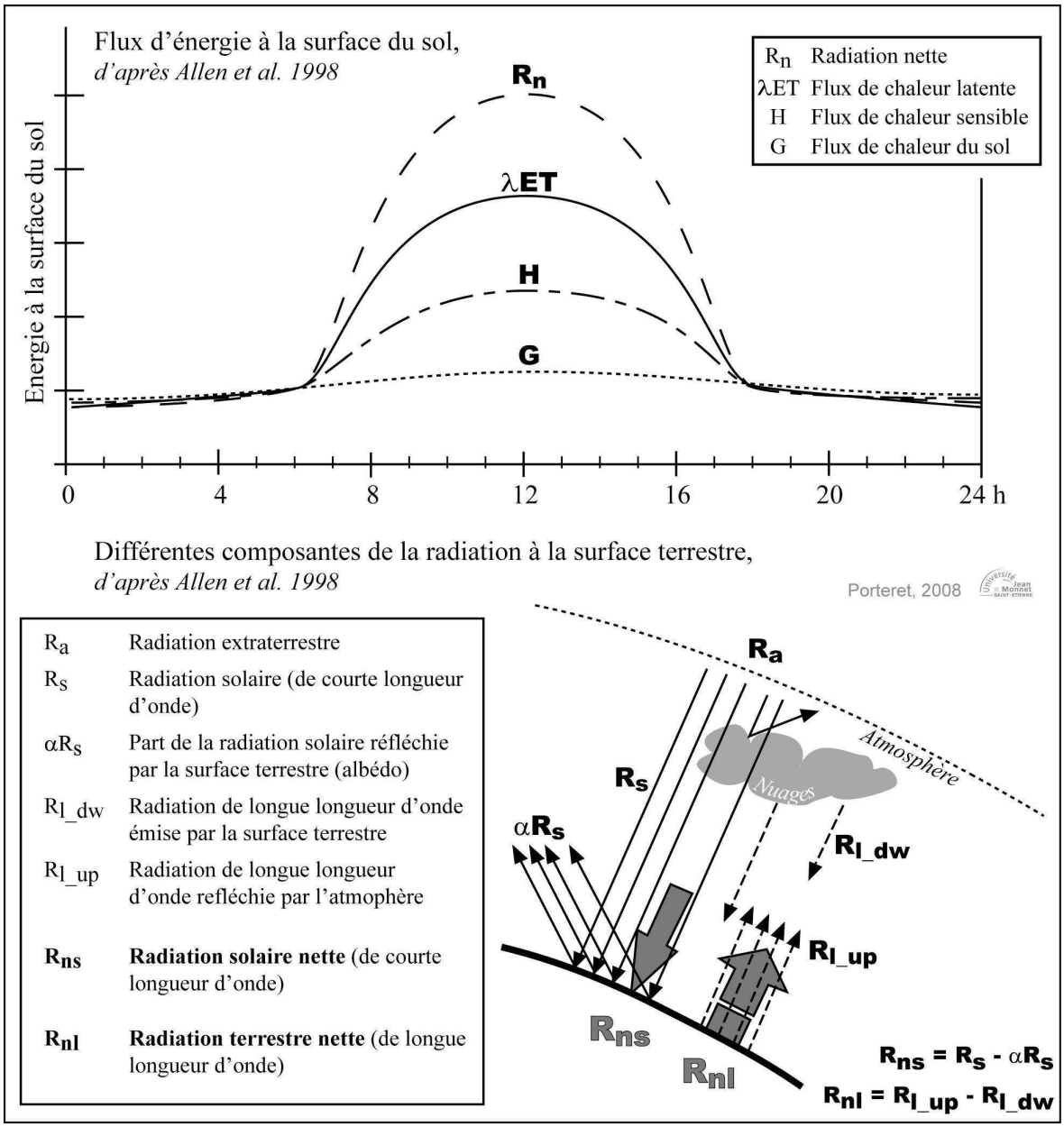


Figure 31 - Les flux d'énergie à la surface terrestre

Pour connaître la quantité de chaleur disponible, il faut mesurer le rayonnement net, c'est à dire la quantité d'énergie radiative disponible à la surface de la terre (Rn). Ce rayonnement net correspond de manière simplifiée à la fraction du rayonnement incident global absorbée par la surface terrestre (Fig.31). La capacité de l'air à stocker l'eau s'exprime par l'humidité spécifique et correspond à l'humidité en kilogramme d'eau par kilogramme d'air humide. La pression atmosphérique et le vent interviennent dans le calcul de l'humidité spécifique en modifiant la capacité de stockage de l'eau par l'air.

Nous avons utilisé la formule FAO Penman-Monteih (1981). Elle est dérivée de la formule originale de Penman-Monteih pour laquelle on a simplifié les termes des résistances aérodynamique et de surface. Elle est proposée comme formule standard de calcul de l'évapotranspiration et a montré sa fiabilité quel que soit le type de climat. Une notice détaillée permet sa mise en œuvre [Allen et al. 1998]. Pour l'évapotranspiration journalière, nous utiliserons :

$$\mathbf{ET_0} = \frac{\mathbf{0.408}\Delta(\mathbf{R_n} - \mathbf{G}) + \gamma\frac{\mathbf{900}}{\mathbf{T} + \mathbf{273}}\mathbf{u_2}(\mathbf{e_s} - \mathbf{e_a})}{\Delta + \gamma(\mathbf{1} + \mathbf{0.34u_2})}$$

$\mathbf{R_n}$: rayonnement net [W.m$^{2.-1}$]
$\mathbf{\Delta}$: pente de la courbe de pression de vapeur à la température moyenne de l'air [kPa.C°$^{-1}$]
$\mathbf{T}$: température [°C]
$\mathbf{u_2}$: vitesse du vent à 2 mètre du sol [m.s^{-1}]
$(\mathbf{e_s} - \mathbf{e_a})$: différence entre la pression de vapeur saturante et la pression de vapeur effective dans l'air [kPa]
$\boldsymbol{\gamma}$: constante physchrométrique [kPa.C°$^{-1}$]

Pour l'évapotranspiration horaire, la formule s'écrit ainsi :

$$\mathbf{ET_0} = \frac{\mathbf{0.408}\Delta(\mathbf{R_n} - \mathbf{G}) + \gamma\frac{\mathbf{37}}{\mathbf{T_{hr}} + \mathbf{273}}\mathbf{u_2}(\mathbf{e°}(\mathbf{T_{hr}}) - \mathbf{e_a})}{\Delta + \gamma(\mathbf{1} + \mathbf{0.34u_2})}$$

$\mathbf{T_{hr}}$: température horaire [°C]
$\mathbf{e°(T_{hr})}$: pression de vapeur saturante pour la température horaire T_{hr} [kPa]

b - Calcul de l'évapotranspiration réelle

Une première approche de l'ETR peut être proposée avec l'utilisation de la formule de Turc (en mm/mois) :

$$\mathbf{ETR} = \frac{\mathbf{P}}{\left(\mathbf{0.9} + \frac{\mathbf{P}^2}{\mathbf{L}^2}\right)^{\frac{1}{2}}}$$

avec :

$$\mathbf{L} = \mathbf{0.05T^3 + 25T + 300\,L}$$

P précipitations en mm
T température moyenne en °C

Pour quantifier plus précisément l'évapotranspiration réelle, nous avons utilisé la méthode du rapport de Bowen et du bilan global d'énergie. Cette méthode, qui permet la détermination de l'ETR sur de courtes périodes, a largement été utilisée pour l'étude des tourbières hautes [Bavina 1967, Beloserkovskaya et al. 1969, Price 1991, Campbell et Williamson 1997, Thompson et al. 1999, Kellner 2001]. Le principe est de déterminer la part d'énergie consommée par l'évapotranspiration et d'en déduire la lame d'eau évaporée. Pour cela, on considère que l'évaporation d'un millimètre d'eau consomme 59 cal.cm^{-2}. Les comparaisons des résultats avec les valeurs obtenues par des lysimètres confirment la fiabilité de la méthode [Pruitt et al. 1987].

Pour aller à l'essentiel, nous ne ferons apparaître ici que les équations du bilan d'énergie et du rapport de Bowen permettant d'obtenir la formule de calcul de l'ETR. Toutefois, l'ensemble de la démonstration est proposé en annexe. L'équation du bilan d'énergie est formulée de la manière suivante par Brutsaert (1982) :

$$\mathbf{Rn} = \mathbf{H} + \mathbf{L} + \mathbf{L} - \mathbf{IF} - \mathbf{AD} + \frac{\partial \mathbf{W}}{\partial \mathbf{t}}$$

ou

$$\mathbf{Rn} = \mathbf{RS}(\mathbf{1} - \boldsymbol{\alpha}\mathbf{s}) - (\boldsymbol{\varepsilon}\mathbf{s} - \boldsymbol{\varepsilon}\mathbf{a})$$

H : densité de flux de chaleur sensible
L : densité de flux de chaleur latente
G : flux de chaleur dans le sol
IF : densité de flux photochimique
Ad : énergie apportée par advection
δW / δt : stockage d'énergie

Le rapport de Bowen s'écrit :

$$\boldsymbol{\beta} = \frac{\mathbf{Flux.de.chaleur.sensible}}{\mathbf{Flux.de.chaleur.latente.de.vaporisation}} = \frac{\mathbf{H}}{\boldsymbol{\lambda}\mathbf{ET}}$$

D'où la formule de calcul de l'ETR

$$\mathbf{ETR} = \frac{\mathbf{R_n} - \mathbf{G}}{\boldsymbol{\lambda}(\mathbf{1} + \boldsymbol{\beta})}$$

Le calcul nécessite de connaître **Rn** (rayonnement net en J.m2.s-1), **G** (fraction transportée vers le sol), **T** (température K = °C + 273,15) et **e** (pression de vapeur).

c - L’acquisition des données nécessaires au calcul de l’évapotranspiration

Le calcul de l’évapotranspiration réelle et potentielle par les formules analytiques nécessite la mesure de différents paramètres climatiques que nous allons détailler ici. Il s’agit de la température, de la vitesse du vent, de la pression, du rayonnement global, de l’humidité et de l’albédo.

- Les températures et l’hygrométrie

La température et l’hygrométrie sont des paramètres indispensables pour le calcul de l’évapotranspiration. Ils conditionnent de nombreux processus physiques tel que les changements d’états de l’eau ou l’activité de la végétation, qui sont autant d’éléments qui influent sur le bilan de l’eau.

C’est durant l’antiquité grecque que fut inventé le premier instrument de mesure de la température (Galien), mais les premiers thermomètres de précision voient le jour à la fin du XVIIIe siècle, après l’invention des échelles de mesure utilisées actuellement (1714 pour le degré Fahrenheit et 1745 pour le degré Celsius). Les systèmes de mesure automatisés apparaissent à partir de la fin du XIXe siècle. Nous trouvons aujourd’hui deux types d’appareils de mesure qui enregistrent les températures : pour les uns, par un procédé mécanique, pour les autres, par un phénomène électrique.

Les dispositifs d’enregistrement mécanique sont appelés thermographes. C’est la dilatation et la rétraction de deux lames métalliques liées par des jonctions (bilame) qui traduisent les variations de température. Ces variations sont amplifiées mécaniquement et enregistrées sur une bande de papier par l’intermédiaire d’un stylet. Les enregistrements sont hebdomadaires ou mensuels suivant le mécanisme d’horlogerie et la taille du tambour sur lequel est fixé le papier. Généralement, on associe aux thermographes, des thermomètres à maximum (mercure) et à minimum (alcool) qui permettent de mesurer l’amplitude thermique sur une période de temps considérée et de vérifier l’exactitude des mesures. Les hygrographes reposent sur le même principe, mais le bilame est remplacé par une double mèche de cheveux. En effet, la longueur des cheveux de femme varie de 2,5% en fonction de l’humidité de l’air. La mesure des températures et de l’hygrométrie s’effectue dans des abris normalisés. Il s’agit d’éviter de soumettre les sondes aux rayonnements directs ou indirects, tout en permettant le renouvellement de l'air. Tous les appareils sont donc installés dans des abris constitués de pales de bois dont la forme, la couleur (blanc) et le positionnement (porte orientée au nord, à 1,5 m du sol) correspondent aux normes Météo

France. Si la fiabilité de ces appareils est prouvée, les thermographes et hygrographes sont contraignants car ils nécessitent le changement hebdomadaire des papiers d'enregistrement.

Nous avons donc favorisé l'installation de sondes basées sur la conversion des températures en énergie électrique. Ces dispositifs de mesures se sont considérablement développés avec la baisse des coûts des composants électroniques. Nous avons ainsi utilisé des sondes PT100 qui traduisent les variations de température par le changement de résistivité d'un filament de platine enroulé autour d'une tige de verre. Pour l'hygrométrie, il s'agit de sondes à capteurs capacitifs en couches minces linéarisées. Compensées en température, elles ont un temps de réponse rapide à la variation d'humidité relative. Ces sondes sont placées dans des abris anti-radiations adaptés et les sondes sont reliées à des boîtiers d'enregistrement numérique. Peu encombrantes, elles sont faciles et rapides à installer et permettent de récupérer des enregistrements directement exploitables par les différents logiciels de traitement des données. Pour connaître le gradient de température à la surface du sol, les sondes sont installées à différentes hauteurs : au sol, à cinquante centimètres et à un mètre cinquante du sol. Les seules limites de ces dispositifs sont liées à l'autonomie de leur alimentation électrique et à la résistance des composants électroniques aux conditions climatiques extrêmes.

- La radiation solaire : pyranomètre, albédomètre

La quantité d'énergie solaire est mesurée par les pyranomètres. Sensible à la lumière naturelle, ils expriment la puissance du rayonnement solaire total en Watts/m². L'assemblage de deux pyranomètres, l'un orienté vers le ciel, l'autre vers le sol constitue un albédomètre. Il permet de faire le rapport entre le rayonnement réfléchi par la surface du sol et le rayonnement global dans le spectre visible et moyen infrarouge de la lumière (300 à 3000 nm). Les pyranomètres sont fixés à l'extrémité d'un mât télescopique peint en noir, pour éviter tous rayonnements réfléchis parasites et ils sont orientés vers l'équateur (sud). Ils sont placés à 1,5 m au dessus du sol recouvert d'une végétation herbacée rase. Le mât télescopique doit être solidement fixé au sol pour conserver l'horizontalité des pyranomètres et éviter les erreurs de mesure lorsque le soleil a un faible azimut. L'enregistrement des données est effectué par un datalogger. L'entretien de l'appareil est relativement contraignant, puisqu'il faut, autant que possible, enlever le givre ou la rosée qui peut se former à la surface des dômes des pyranomètres et s'assurer que les capteurs restent secs.

- La vitesse du vent

Le vent a un effet desséchant sur la végétation et contribue largement à l'accentuation du processus d'évapotranspiration. Les formules de calcul de l'évapotranspiration nécessitent souvent la connaissance du vent passé par jour (distance parcourue par le vent en 24h). La mesure de la vitesse du vent s'effectue avec un anémomètre, suivant la tension délivrée par une dynamo entraînée par la rotation d'un moulinet à trois coupelles. Cette vitesse est influencée par la rugosité de la surface du sol et de la végétation. Avec l'altitude, cette vitesse augmente puisque les obstacles sont moins nombreux. Par conséquent, on peut connaître le gradient de vitesse du vent (ou la rugosité de surface), en mesurant les vitesses du vent à différentes hauteurs (50 cm, 100 cm, 150 cm et 200 cm).

3.2.2 Variables hydrologiques

Les variables hydrologiques du bilan de l'eau sont les volumes d'eau écoulés (Q) et les volumes d'eau stockés dans le bassin versant (ΔS). La mesure des débits, qui exprime la quantité d'eau qui s'écoule pour un laps de temps donné, s'effectue suivant les protocoles et les méthodes de l'hydrométrie. Les choses sont plus complexes pour l'évaluation des réserves en eau contenue dans la tranche superficielle du sol (réserve hydrique) et du sous-sol (réserve hydrologique). Nous présenterons donc le dispositif que nous avons choisi de mettre en place pour analyser les variations des stocks d'eau dans les sols et dans la tourbe.

3.2.2.1 Mesure des débits : hydrométrie

La mesure des débits nous indique la quantité d'eau qui s'écoule dans le réseau hydrographique au point de mesure pour une unité de temps. Mis à part la mesure au seau et au chronomètre qui permet de connaître directement le débit en unité de volume d'eau écoulée par unité de temps, les nombreuses méthodes existantes pour mesurer les débits (Q) nécessitent de mesurer deux variables : la surface de la section d'écoulement (S) et la vitesse d'écoulement (V), suivant : $\mathbf{Q} = \mathbf{S} \times \mathbf{V}$

Ils s'expriment généralement en mètres cubes ($m^3.s^{-1}$) ou en litres par seconde ($l.s^{-1}$). La mesure de la surface de la section d'écoulement ne présente pas de difficulté pour les petits cours d'eau de nos têtes de bassins versants (mesure de la profondeur moyenne de la section multipliée par sa largeur moyenne). Autant que possible, les différents manuels d'hydrométrie recommandent de choisir une section d'écoulement la plus stable possible car la géométrie du lit peut être considérablement modifiée lors de crues importantes. Si

cette difficulté aurait pu être résolue par la mise en place d'ouvrages calibrés (canal ou déversoir), cela n'a pas été possible pour des raisons techniques, réglementaires et parce que nous avions la volonté d'installer des dispositifs légers et amovibles. Nous avons donc effectué des mesures fréquentes de la section en travers.

S'il existe de nombreuses méthodes pour la mesure de la vitesse d'écoulement, elles ne sont pas toutes applicables pour les petits rus qui drainent les têtes de bassin versant que nous avons étudiées. En effet, l'utilisation de moulinets à hélice et autres courantomètres est impossible une majeure partie de l'année, parce que le niveau d'eau et/ou les vitesses sont trop faibles (<5 cm). Il existe aussi des méthodes physico-chimiques par dilutions (injection et mesure de la variation de la concentration d'un corps en solution dans le cours d'eau). Mais la méthode la plus simple pour notre type d'étude consiste à mesurer le temps de parcours d'un flotteur à la surface de l'eau. Avec cette méthode, on ne mesure que la vitesse de surface. S'il existe des coefficients pour obtenir la vitesse moyenne de l'écoulement dans la section (0,4 à 0,9 fois la vitesse de surface [Musy et Higy 2004]), ils ne s'applique pas lorsque la tranche d'eau dans la section est faible (10 cm), comme c'est le cas la majeure partie du temps pour notre étude. Cette méthode présente donc des risques d'erreur, mais donne de bonnes approximations du débit.

Pour passer de la mesure ponctuelle à la mesure en continu des débits, il est nécessaire d'enregistrer en continu les variations de la hauteur d'eau. En effet, il existe une relation entre le débit et la hauteur d'eau que l'on établit par une courbe de tarage. La courbe de tarage est construite à partir des mesures ponctuelles de débit effectuées au cours de l'année hydrologique. Un minimum de dix points, répartis entre les hautes et les basses eaux, est indispensable à l'établissement de la courbe, mais des vérifications régulières sont nécessaires et plus le nombre de points est important, plus la courbe est de qualité.

Pour mesurer les variations de la hauteur d'eau, nous avons utilisé un codeur limnimétrique à flotteur de type Thalimède (OTT). Le flotteur relié à un contrepoids entraîne une roue dont les mouvements de rotation sont convertis en signal électrique et transmis à l'unité d'acquisition. L'appareil et le flotteur sont installés dans un tube en PVC perforé (Ø = 125 mm). Ce tube sert de puits de tranquillisation pour éviter d'enregistrer des fluctuations du niveau de l'eau liées aux remous résultants de l'écoulement. L'ensemble est relativement simple à installer, même si un aménagement sommaire de la section du cours d'eau peut être nécessaire. En effet, pour améliorer la relation entre les hauteurs d'eau et le débit, il est préférable de disposer d'une section de largeur et de profondeur régulière.

3.2.2.2 Variation des stocks d'eau : piézométrie

Pour étudier le fonctionnement des nappes souterraines, et plus particulièrement dans les tourbières, nous avons installé des réseaux de piézomètres. Ces puits d'observations permettent de mesurer la hauteur de la nappe d'eau. Il s'agit de tubes en PVC perforés sur toute leur longueur (tous les 10 centimètres). S'il est parfois préconisé de recouvrir le tube d'un géotextile, pour empêcher le matériel du sol de rentrer dans le tube, cela n'est pas nécessaire dans la tourbe, dans la mesure où les perforations sont de petite taille (inférieure à 10 mm). Les tubes dépassent du sol de 30 centimètres au minimum pour faciliter leur repérage au milieu de la végétation. Une barre métallique traverse le tube de part en part au niveau du sol pour matérialiser le niveau 0 et s'assurer que le piézomètre ne bouge pas au fil du temps. Les piézomètres destinés au relevé manuel du niveau de la nappe mesurent 50 mm de diamètre. Excepté lorsque l'enneigement est important, les relevés ont été effectués avec une fréquence bimensuelle en moyenne. Toutefois, la fréquence des relevés a pu être plus importante durant certaines situations hydrométéorologiques. Certains secteurs des tourbières ont été, après une première phase d'observation, équipés avec des appareils d'enregistrement automatique du niveau de la nappe. Il s'agit de codeurs à flotteur de type Thalimède installés dans des tubes en PVC perforés de 125 mm de diamètre. Si nous avons principalement équipé les zones tourbeuses, des piézomètres de référence ont été installés en périphérie des zones humides pour établir le comportement des nappes dans les parties non tourbeuses des bassins versants.

3.2.3 La circulation de l'eau dans les bassins versants

Afin d'étudier les modes de circulation de l'eau dans les bassins versants et plus particulièrement les relations entre les nappes d'eau des tourbières et celles des versants, nous avons utilisé diverses méthodes visant à caractériser les vitesses de circulation ou les propriétés chimiques de l'eau.

3.2.3.1 Conductivité hydraulique

Pour bien comprendre l'impact des tourbières dans les écoulements des bassins versants, il est indispensable d'étudier la dynamique de l'écoulement dans la masse tourbeuse, puis de déterminer ses relations hydrauliques avec les formations superficielles dans lesquelles elle s'inscrit. Pour cela, nous avons mesuré la conductivité hydraulique qui exprime la vitesse de circulation de l'eau dans le sol (Fig.32).

La mesure de la conductivité hydraulique a fait l'objet de nombreux développements dans la littérature. Certaines mesures sont effectuées en laboratoire après prélèvement d'un échantillon de sol, d'autres, et ce sont celles que nous avons favorisées, sont réalisées sur le terrain. La méthode par mesure du temps de retour de la nappe (Slug test) après ajout ou retrait d'eau dans un piézomètre, est la plus courante et la plus facile à mettre en œuvre [Hvorslev 1951]. Les valeurs de conductivité hydraulique sont déterminées à partir des vitesses de remontée du niveau d'eau dans les piézomètres (10 cm de diamètre) après pompage. Les mesures ont donc été effectuées dans les différents niveaux de tourbe, à savoir dans le catotelm, dans l'acrotelm et au contact de la tourbe avec le substrat arénacé.

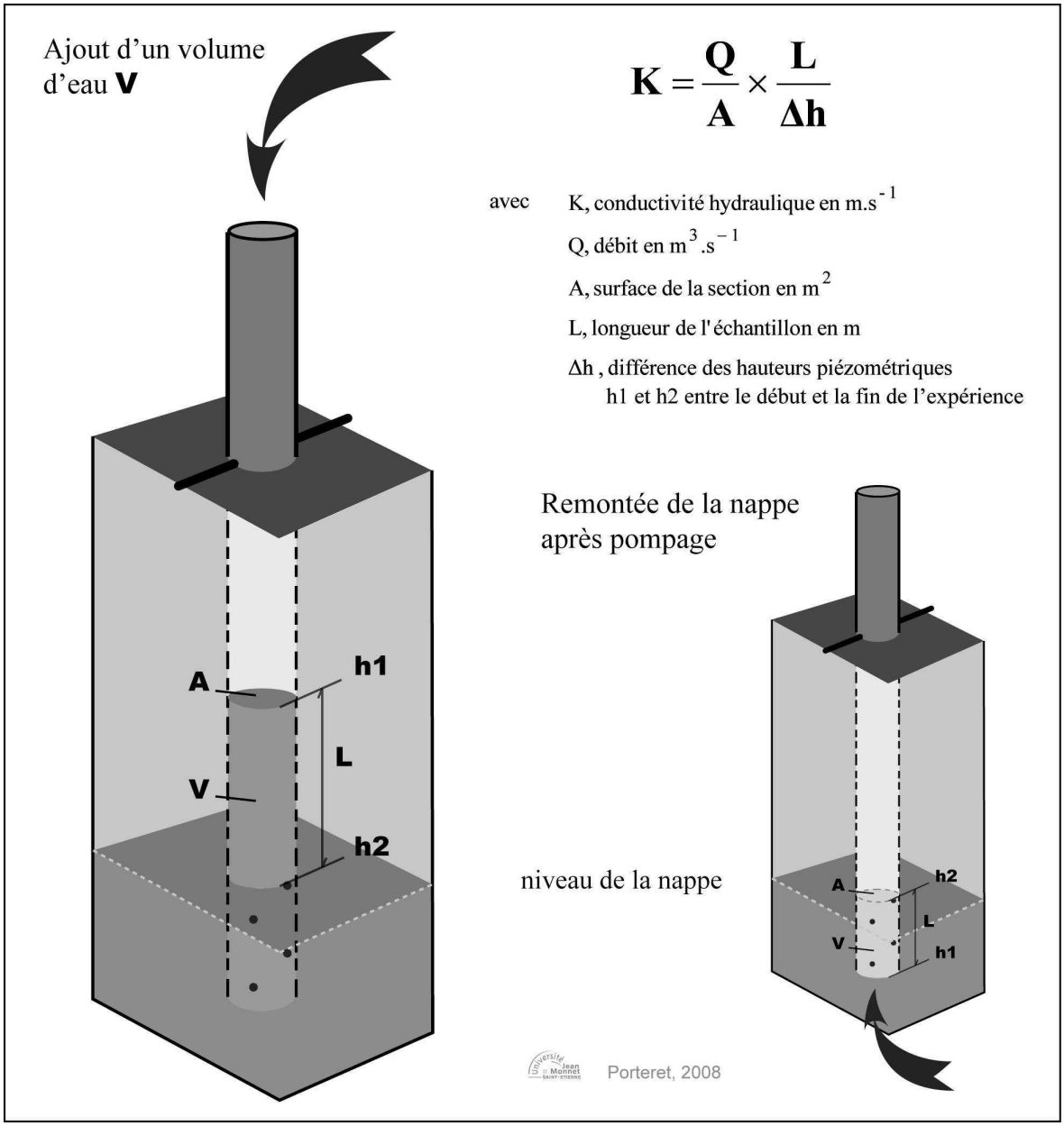


Figure 32 - Mesure la conductivité hydraulique

3.2.3.2 Analyses physico-chimiques

Les paramètres physico-chimiques de l'eau prélevée en différents points du bassin versant nous apportent des indications sur la dynamique des écoulements, parce que certains processus biologiques et chimiques qui modifient les propriétés de l'eau se produisent dans des conditions spécifiques. Si une partie des analyses peut être effectuée sur le terrain avec des appareils portables (température, pH, conductivité), il faut, lorsque cela est nécessaire, apporter une grande attention à la réalisation des prélèvements pour assurer la fiabilité des résultats. L'échantillon doit être homogène, représentatif et obtenu sans modifier les caractéristiques de l'eau. Ainsi, pour les prélèvements destinés aux analyses chimiques, nous avons utilisé des flacons neufs (en polyéthylène). Ils ont été rincés trois fois avec l'eau à analyser puis remplis jusqu'au bord pour éviter que ne se forme une bulle d'air en surface. Les échantillons identifiés (date, heure, numéro et lieu de prélèvement) ont été conservés au frais et à l'abri de la lumière, avant d'être analysés par J. Barbe du laboratoire Diagnose des Systèmes Aquatiques du CEMAGREF à Lyon.

a - Mesure de la température

La température des eaux superficielles est influencée par la température de l'air et ceci d'autant que leur origine est moins profonde. La mesure de la température peut donc faire apparaître l'origine superficielle ou profonde de l'eau. De plus, la connaissance de la température est importante pour corriger les valeurs de nombreux capteurs et donner une valeur à température constante. En effet, la température joue un rôle dans la solubilité des sels et des gaz. Cette mesure doit donc être effectuée sur le terrain lors des prélèvements.

b - Mesure du pH

Le pH est la mesure de l'acidité ou de la basicité d'une solution. Il est défini comme le logarithme négatif de la concentration en ions hydronium et varie de 0 à 14 dans l'eau. Dans le cadre de notre étude, cette mesure est intéressante parce que l'eau contenue dans la tourbe est très caractéristique par son pH très bas (3 à 5). Il s'agit alors, en réalisant des mesures en différents points des bassins versants, de faire apparaître les apports d'eau de versant, moins acides, sur certains secteurs des tourbières, ou les apports de l'eau de la tourbière dans les cours d'eau. Les mesures doivent être effectuées de préférence sur le terrain, car la variation de la pression des gaz (CO_2et O_2) entre le prélèvement et l'analyse en laboratoire peut modifier le pH.

c - Mesure de la conductivité électrique

Elle exprime la capacité de l'eau à laisser passer un courant électrique et dépend directement de la teneur en ions du milieu. Cette concentration ionique varie suivant l'importance des contacts de l'eau avec les substances minérales ou organiques du sol (calcium, magnésium, sulfates, chlorures). Elle est généralement mesurée en micro Siemens par centimètre ($\mu S.cm^{-1}$). Ainsi, plus l'eau va être en contact avec les formations superficielles, plus sa teneur en ions va être importante. On peut, par cette mesure, avoir une idée sur la provenance et le temps de circulation de l'eau dans le bassin versant, puisque l'eau des précipitations a une conductivité électrique très faible (inférieure à 50 $\mu S.cm^{-1}$). Les valeurs de conductivité sont dépendantes de la température, c'est pourquoi les appareils de mesure sont conçus pour donner des valeurs à température constante (20°C).

d - Les éléments chimiques

La mesure des anions, des cations et des principaux métaux contenus dans l'eau nous donne des informations sur sa qualité. Mais, au cours de son infiltration dans le sol et le sous-sol, l'eau se charge en ions et acquiert des propriétés physiques et chimiques qui caractérisent l'eau de la nappe qu'elle forme. Il s'agit donc de caractériser l'eau et de comparer ses propriétés en différents points des bassins versants, en amont, en aval et dans les tourbières. L'objectif est de faire apparaître les spécificités de l'eau contenue dans la tourbe et ensuite d'observer l'impact des tourbières sur l'évolution de la qualité de l'eau dans les bassins versants.

Les paramètres mesurés sont les suivants :

- Le carbone organique dissous

Le carbone organique dissous dans l'eau est composé de substances humiques, de matériaux végétaux et animaux partiellement dégradés. Il contribue à la productivité des écosystèmes aquatiques, en fournissant le substrat et l'énergie dont les organismes hétérotrophes (bactéries, zooplanctons,…) ont besoin pour croître et se multiplier. Il existe une corrélation entre le carbone organique dissous et la demande chimique ou biochimique en oxygène. Cette mesure permet donc de suivre l'évolution de la pollution organique dans les milieux aquatiques.

Dans le cadre de notre étude, cette mesure est particulièrement intéressante parce que les tourbières sont composées quasi exclusivement de matière organique et d'eau. Elle peut donc faire apparaître dans les cours d'eau des phénomènes de déstockage de carbone.

- L'azote

L'azote, sous forme nitrate, est un élément essentiel de la matière vivante. C'est un sel nutritif utilisable par la majorité des végétaux. La quantité et la forme chimique de l'azote dans le milieu aquatique conditionnent le développement de la vie. Il se présente sous forme organique (non oxydé et peu soluble) et sous forme minérale soluble (résultant de la dégradation de la forme organique par hydrolyse). Nous avons mesuré les valeurs des différentes formes de l'azote minéral présentes en solution ionique dans l'eau. Il s'agit de :

- l'azote ammoniacal ou ammonium (NH_4^+) ;
- les nitrites (NO_3) ;
- les nitrates (NO_2).

Les nitrates constituent la forme oxydée finale. De l'amont vers l'aval, le cours d'eau produit des nitrites et des nitrates en consommant l'azote le plus oxydable (azote organique + azote ammoniacal). Dans des conditions d'oxygénation suffisante, l'azote ammoniacal est oxydé dans le fleuve en nitrites, puis en nitrates par l'action de bactéries spécialisées (*Nitrosomas*, *Nitrobacter*). Le processus d'oxydation est dépendant de la température et du débit. Par conséquent, en hiver, la faible température ralentit l'oxydation et garantit une teneur élevée en oxygène dissous. A l'inverse, en été, l'échauffement, favorisé par les faibles débits, accentue les réactions d'oxydation.

- Le phosphore

Les fortes concentrations de l'eau en phosphore indiquent un enrichissement d'origine domestique et agricole provenant du bassin versant (polyphosphates utilisés dans le traitement des eaux ou comme adjuvants actifs dans les détergents et engrais) et sont responsables du phénomène d'eutrophisation des rivières. Mais, le phosphore est également consommé par le plancton végétal sous sa forme minérale qui est un sel nutritif. Il s'agit de :

- l'orthophosphate (PO_4^{3-}),

En conditions naturelles, il provient de la dégradation de la matière organique. Beaucoup moins présent que les nutriments carbonatés et azotés, il est généralement le facteur limitant de l'eutrophisation des milieux aquatiques (loi de Liebig). C'est souvent les apports artificiels qui permettent l'emballement du processus d'eutrophisation par la prolifération des algues et finalement la dystrophisation.

- Les ions calcium et hydrogénocarbonate

La présence de sels de calcium et d'hydrogénocarbonate (ou bicarbonate) réfère à la dureté et à l'alcalinité de l'eau. Les valeurs d'alcalinité et de dureté sont normalement de grandeurs semblables puisque les ions sont prélevés en quantité équivalente dans les dépôts géologiques traversés par l'eau.

Initialement la dureté exprimait l'aptitude d'une eau à réagir au savon. C'est un indicateur de minéralisation de l'eau. Nous avons mesuré :

- Le calcium (Ca_2^+).

Comme il est largement lié à la nature des terrains traversés, ici granitiques, ce paramètre classique des analyses de qualité de l'eau ne peut apparaître dans des proportions significatives que pour traduire des apports exogènes.

- L'hydrogénocarbonate (HCO_3^-).

Les ions hydrogénocarbonate ou bicarbonates (HCO_3^-) expriment l'alcalinité dans les eaux naturelles. Ces ions, qui composent le dioxyde de carbone (ou anhydride carbonique) avec le gaz carbonique libre (CO_2) et les ions carbonates (CO_3^{2-}), protègent l'eau contre les changements soudains du pH du fait de leur capacité à absorber ou libérer des ions d'hydrogène.

- Le fer

Le fer est un élément abondant dans les roches granitiques sous forme de silicates, d'oxydes et hydroxydes, de carbonates et de sulfures. Le fer est soluble à l'état d'ion Fe^{2+} (ion ferreux) mais insoluble à l'état Fe^{3+} (ion ferrique). Les analyses que nous avons effectuées quantifient :

- le fer total ;
- et le fer dissous.

La teneur de l'eau en fer dépend du potentiel d'oxydo-réduction du milieu. Ainsi, les nappes isolées des échanges avec la surface sont réductrices et leur eau est ferrugineuse (riche en ions Fe^{2+}). Le fer dissous précipite au contact de l'oxygène, au niveau des sources par exemple.

3.2.3.3 Traçage isotopique

L'utilisation de traceurs environnementaux est apparue durant les années soixante. La méthode du traçage isotopique est devenue courante pour l'étude des processus hydrologiques au sein des bassins versants [Kendall et Mcdonnell 1998]. Il s'agit d'analyser les modes de recharge des nappes d'eau souterraines, de les dater ou d'estimer leur contribution au débit des rivières, en comparant les caractéristiques de l'eau contenue dans ces différents aquifères (eau ancienne) avec l'eau de pluie qui sert de référence (eau nouvelle).

Les méthodes les plus courantes font appel aux isotopes de la molécule d'eau, l'oxygène 16 (^{16}O), l'oxygène 18 (^{18}O) et le deutérium (^{2}H). Ils sont produits en concentrations significatives dans l'atmosphère suivant une répartition constante, obéissant à la loi d'homogénéisation isotopique initiale. Les plus légers étant les plus abondants, on obtient pour l'oxygène la répartition suivante : ^{16}O = 99,76%, ^{17}O = 0,038% et ^{18}O = 0,199% ; et pour l'hydrogène : ^{1}H = 99,985% et ^{2}H = 0,015%.

L'eau possède donc une signature isotopique propre au lieu et à la période où elle a été précipitée. Elle est en relation avec l'altitude et peut être déterminée par la droite des eaux météoriques définie par Craig. Une fois précipitée, divers processus sont susceptibles de modifier les répartitions initiales de ces isotopes. En effet, les changements d'état de l'eau (processus de condensation, d'évaporation en relation avec la température) modifient la concentration et le rapport entre les différents isotopes, parce que les isotopes les plus légers ont tendance à diffuser (processus de fractionnement). La méthode consiste donc à quantifier, par spectrométrie de masse, les variations relatives des teneurs des isotopes de l'eau prélevée par rapport à l'échantillon étalon, appelé SMOW (Standard Mean Ocean Water), représentatif de la totalité de l'hydrosphère. Elle permet de déterminer :

- la nature et l'origine de l'eau,
- la température du réservoir,
- l'altitude de l'aire d'alimentation

- la durée du transit souterrain et le circuit hydrodynamique
- la présence de mélange

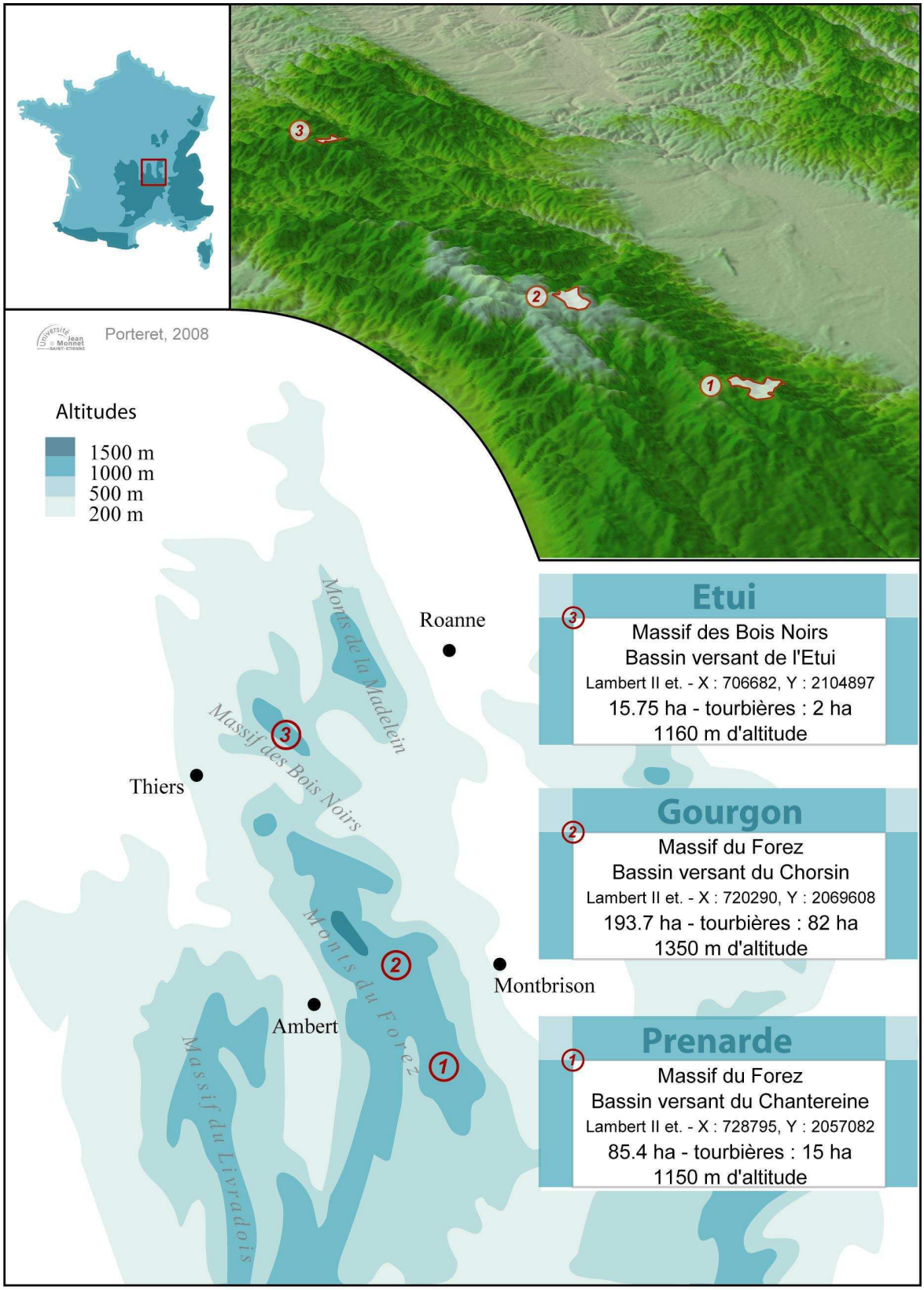
Contrairement à la plupart des traceurs chimiques, les isotopes sont stables ce qui leur permet de garder une signature intacte jusqu'à leur mélange avec des eaux de composition différente. Il n'y a pas de confusion possible avec les autres isotopes d'origine géologique ou biologique. Il n'en reste pas moins que la confrontation avec les données hydrologiques, géologiques et géochimiques est indispensable pour une bonne interprétation des résultats.

3.3 Description et caractérisation des sites

Nous allons maintenant décrire les sites d'étude que nous avons sélectionnés plus haut et présenter leur équipement. Il s'agit des têtes de bassin tourbeuses du Chantereine, du Chorsin et de l'Etui (Fig.33). L'équipement des sites s'inscrivant dans une volonté de mise en place de bassins versants de recherche, nous avons procédé à une description détaillée des caractéristiques géographiques, géomorphologiques et biogéographiques locales des bassins d'étude pour définir un état de référence. Pour chaque bassin, les données ont été intégrées dans des Systèmes d'Informations Géographiques. Ils intègrent les données cartographiques (Scan 25 – IGN), photographiques (BD Ortho – IGN) et altitudinales (MNT SRTM-3 - NASA) dont nous disposions et les données relatives aux relevés effectués sur le terrain.

Pour bien cerner la dynamique des écoulements, nous avons établi des toposéquences caractéristiques à partir de relevés topographiques (tachéomètre), couplés à des relevés pédologiques. La bonne prise en compte des caractéristiques des tourbières étant primordiale pour notre étude, les limites des tourbières établies par photointerprétation ont été confortées par des relevés GPS. L'estimation des volumes de tourbe a été effectuée par des sondages de profondeur et la stratigraphie des tourbières a été précisée par l'analyse de carottages multiples (étude des taux de fibres et des taux de cendres de la tourbe). Enfin, les dynamiques actuelles et passées des bassins versants et des tourbières ont été étudiées à partir de cartographies diachroniques de l'occupation du sol et par les nombreuses observations de terrain. Mais nous avons également, lorsque cela nous a paru nécessaire, effectué des datations radiocarbones pour bien cerner la dynamique de mise en place des tourbières. En effet, cette dernière, qui s'est effectuée sur plusieurs centaines, voir milliers, d'années, détermine la structure actuelle des tourbières.

Figure 33 - Les têtes de bassin versant d'étude



La mise en place des équipements de mesure (récapitulatif dans le tableau 7, page 134), ainsi que les diverses analyses que nous avons effectuées, ont été possibles grâce aux financements et aux conventions établies avec différents partenaires :

- L'Agence de l'Eau Loire Bretagne avec laquelle a été mis en place le Contrat de Restauration et Entretien des Zones Humides (CREZH) de Bazanne-Gourgon (collaboration Agence de l'Eau, Université Jean Monnet, Conseil Général de la Loire et Conservatoire Régional des Espaces Naturels de Rhône-Alpes) ;
- Le Conseil Général de la Loire dans le cadre de Programme d'Étude de Valorisation des Tourbières
- Le Conseil Régional Rhône-Alpes dans le cadre de Programme d'Étude des Tourbières Rhône Alpines (PETRA).
- La DIREN Auvergne et l'Association pour la Création du Parc Naturel Régional des Monts de la Madeleine qui gère le site de la vallée de l'Etui.
- La Zone Atelier CNRS bassin versant de la Loire.
- Enfin, nous citerons le centre Sciences, Informations et Technologies pour l'Environnement (SITE) de l'Ecole de Mines de Saint Etienne, le laboratoire Transferts Lithosphériques (UMR 6524 "Magmas et Volcans") de l'Université de Saint Etienne ou le laboratoire Diagnose des Systèmes Aquatiques du CEMAGREF de Lyon pour leur collaboration scientifique.

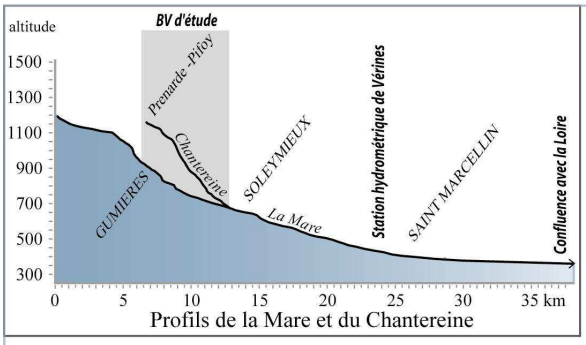
Les sites que nous avons équipés doivent s'intégrer au réseau européen PEAT-BANK (Peatland Biodiversity Assessment NetworK) qui se met en place depuis octobre 2006. Conçu dans le cadre du réseau d'institutions de recherche européen ALTER-Net (au sein duquel la France est représentée par le CNRS), il doit permettre de développer un suivi scientifique de tourbières, réparties du monde méditerranéen au domaine subarctique, pour étudier la réponse des systèmes tourbeux aux changements globaux ou régionaux (notamment le changement climatique). L'idée de PEAT-BANK est le résultat des initiatives concertées de N. Ostle du Centre for Ecology and Hydrology (Royaume-Uni), de M. Fortius du laboratoire SYKE (Finlande), de K. Krauze de l'International Center for Ecology (Pologne) et de H. Cubizolle de la Zone Atelier CNRS « Bassin versant de la Loire » (France).

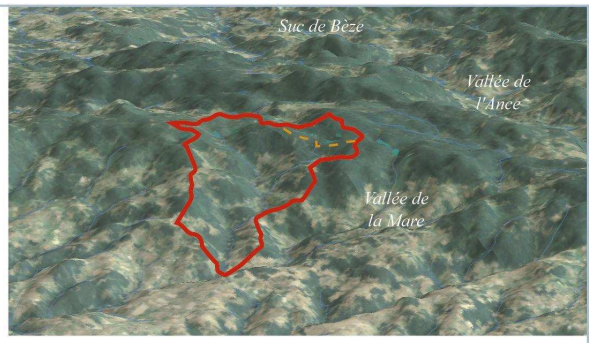
3.3.1 Tête de bassin versant du Chantereine

3.3.1.1 Description

La tête de bassin versant du Chantereine se situe sur la commune de Saint-Jean-Soleymieux (Loire – 42) dans les Monts du Forez, entre 900 et 1220 mètres d'altitude. Elle constitue la partie supérieure du versant Est du massif, qui s'abaisse en direction de la plaine du Forez (Fig.34). La surface du bassin (**A**) étant de 2,29 km^2 et son périmètre (**P**) de 7,84 km, son indice de compacité de Gravelius $\left(\mathbf{K_c} = \frac{\mathbf{P}}{\mathbf{2\sqrt{\pi A}}}\right)$ est 1,45. Le rectangle équivalent a pour longueur $\mathbf{L} = \frac{\mathbf{K\sqrt{A}}}{\mathbf{1.12}}\left[\mathbf{1} + \sqrt{\mathbf{1} - \left(\frac{\mathbf{1.12}}{\mathbf{K}}\right)^2}\right] =$ 3,2 et pour largeur $\mathbf{l} = \frac{\mathbf{p}}{\mathbf{2}} - \mathbf{L} =$ 0,7. Le bassin versant est marqué par la présence de deux zones de replat encadrées par des versants à fortes pentes. En effet, le secteur est marqué par la présence de l'escarpement de ligne de faille, d'orientation 20°N, qui marque la retombée orientale du massif du nord-ouest au sud-est. Le long de cette ligne de faiblesse s'organisent, à différentes échelles, des gradins de ligne de faille. Ainsi, les pentes qui séparent le replat du Jas (1070 m) de celui du plateau du Four (1120 m) sont toujours supérieures à 10% et dépassent localement 30%. Le Chantereine, qui prend sa source à 1165 m d'altitude, s'écoule tout d'abord sur près d'un kilomètre vers le nord-ouest, dans un vallon qui suit la direction de la trame structurale. Il délimite un versant ouest large de 400 à 600 m, dont les pentes sont de l'ordre de 15%. Le Chantereine part ensuite vers l'est pour rejoindre le ruisseau du Moulin Juquel (900 m d'altitude) puis la Mare (680 m). Compte tenu de l'altitude modeste, les formations superficielles sont issues de la dynamique périglaciaire. Les versants sont dissymétriques, conformément au modèle présenté par Etlicher [1986], avec une opposition entre les versants raides, où les altérites ont été décapées, et les versants adoucis par les dépôts de gelifluxion. Au sommet de ces versants, mais également en soutien de replats structuraux ou en surplomb de versants convexes, apparaissent des racines de tors généralement surmontées de blocs de taille métrique. Les profondeurs d'arènes à blocs ne dépassent pas 75 cm à 1 m sur ces versants à pentes moyennes à fortes (Fig.35). Dans les fonds de vallon, le long du réseau hydrographique et dans les zones de replat, les épaisseurs d'arènes sont plus importantes, sans qu'il soit possible de les déterminer avec précision.

Figure 34 - Bassin versant du Chantereine

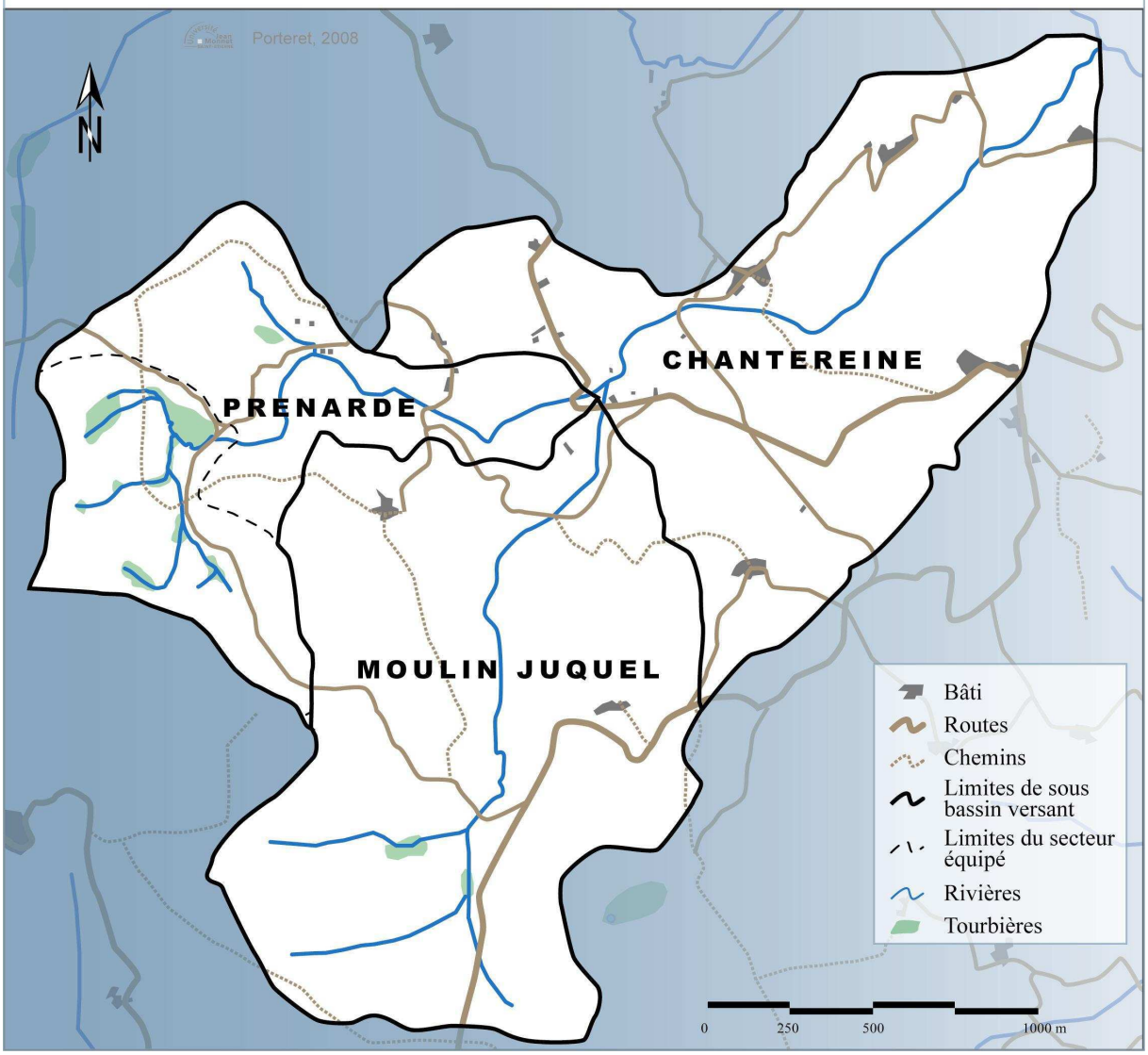




Vue en 3 dimensions du bassin versant (fond image sattelite)

Tourbière du Jas

Tourbière de la Prenarde-Pifoy



Les sondages réalisés au carottier à moteur sous la tourbière de la Prenarde (plateau du Four), font apparaître une accumulation d'arènes d'environ 2 mètres d'épaisseur surmontées par un niveau d'arène litée, identifiable par les traces ocre – rouille de limons et de fer oxydé au sein de sables grossiers [Godard 1977] (Fig35).

Le bassin versant est occupé à 81% par la sapinière acidophile à sapin pectiné (*Abies alba*) et myrtille (*Vaccinium myrtillus*) et dans une moindre mesure par la hêtraie (*Fagus sylvatica*) et les plantations d'épicéas (*Picea abies*). Seuls les secteurs en dessous de 1070 m, autour des hameaux du Jas et de la Prenarde sont encore occupés par des terrains agricoles (16%). Les tourbières se situent dans les fonds de vallon le long du Chantereine et de ses affluents (Fig.35). Elles représentent 7,7 hectares, soit 3% de l'occupation du sol. Il s'agit de tourbières basses minérotrophes dont les épaisseurs ne dépassent pas 1,8 mètres. Mise à part la tourbière du Jas (1072 m) qui est issue du comblement d'un bassin artificiel creusé par l'Homme [Cubizolle et al.. 2000], les tourbières se situent au dessus de 1125 m d'altitude. Elles sont au nombre de sept, avec des superficies allant de quelques centaines de mètres carrés à plus de deux hectares. Nous avons donc choisi d'installer nos équipements dans la partie amont du bassin versant (85 ha) située au dessus de 1120 m d'altitude, avant que le Chantereine ne s'encaisse pour rejoindre le replat du Jas.

La principale tourbière (2,6 ha), que nous nommerons Prenarde-Pifoy, se situe au niveau d'un élargissement de la vallée du Chantereine (180 m) où convergent les écoulements de trois vallons venant de l'ouest (Fig.34). Elle est en grande partie boisée par les bouleaux (*Betula pubescent*) et les pins sylvestres (*Pinus sylvestris*) et les surfaces ouvertes représentent aujourd'hui moins de 0,5 hectare. Cette dynamique de boisement est à mettre en relation avec la déprise agricole depuis 1945. En effet, les témoignages recueillis par Cubizolle [2005] et le cadastre de 1826 font apparaître l'absence d'arbre sur la tourbière jusqu'à la seconde guerre mondiale. La tourbière de la Prenarde-Pifoy a fait l'objet d'une étude stratigraphique complète dans le cadre des études paléoenvironnementales menées par Cubizolle [2005]. Deux niveaux de tourbe se succèdent, fibrique en surface (cinquante premiers centimètres) et mésique en profondeur, puis un faciès organo-minéral sablo-limoneux (inférieur à 50 cm d'épaisseur) fait la transition avec les faciès d'arènes sous-jacents (Fig.36). Les datations radiocarbones de la mise en place de cette tourbière s'étalent entre 3500 av. JC et 690 ap. JC. L'étude palynologique du site, qui sera publiée prochainement, est conforme au schéma régional de développement de la végétation depuis la fin du Tardiglaciaire (Annexe 2).

Figure 35 - Toposéquences caractéristiques de bassin versant du Chantereine

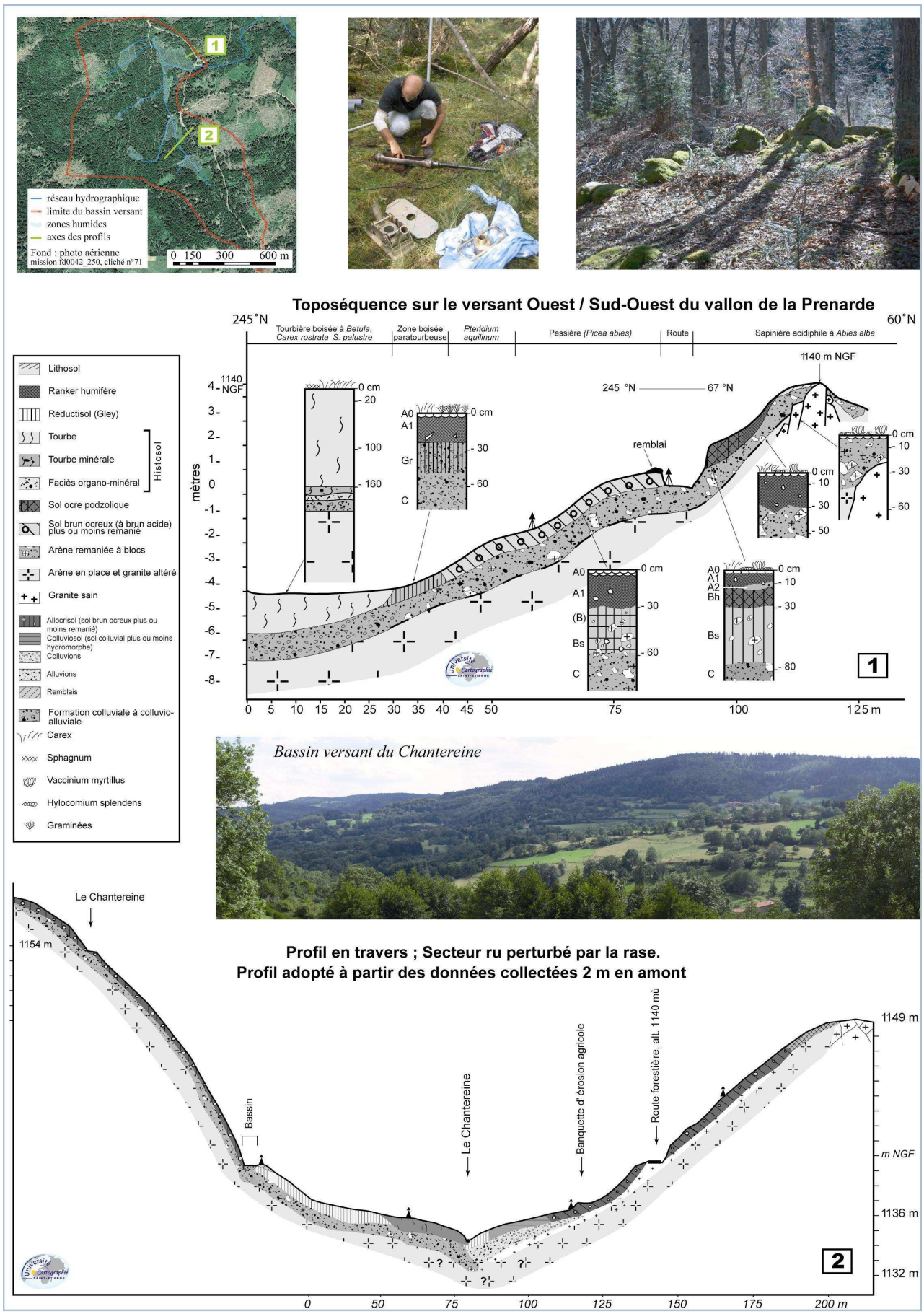
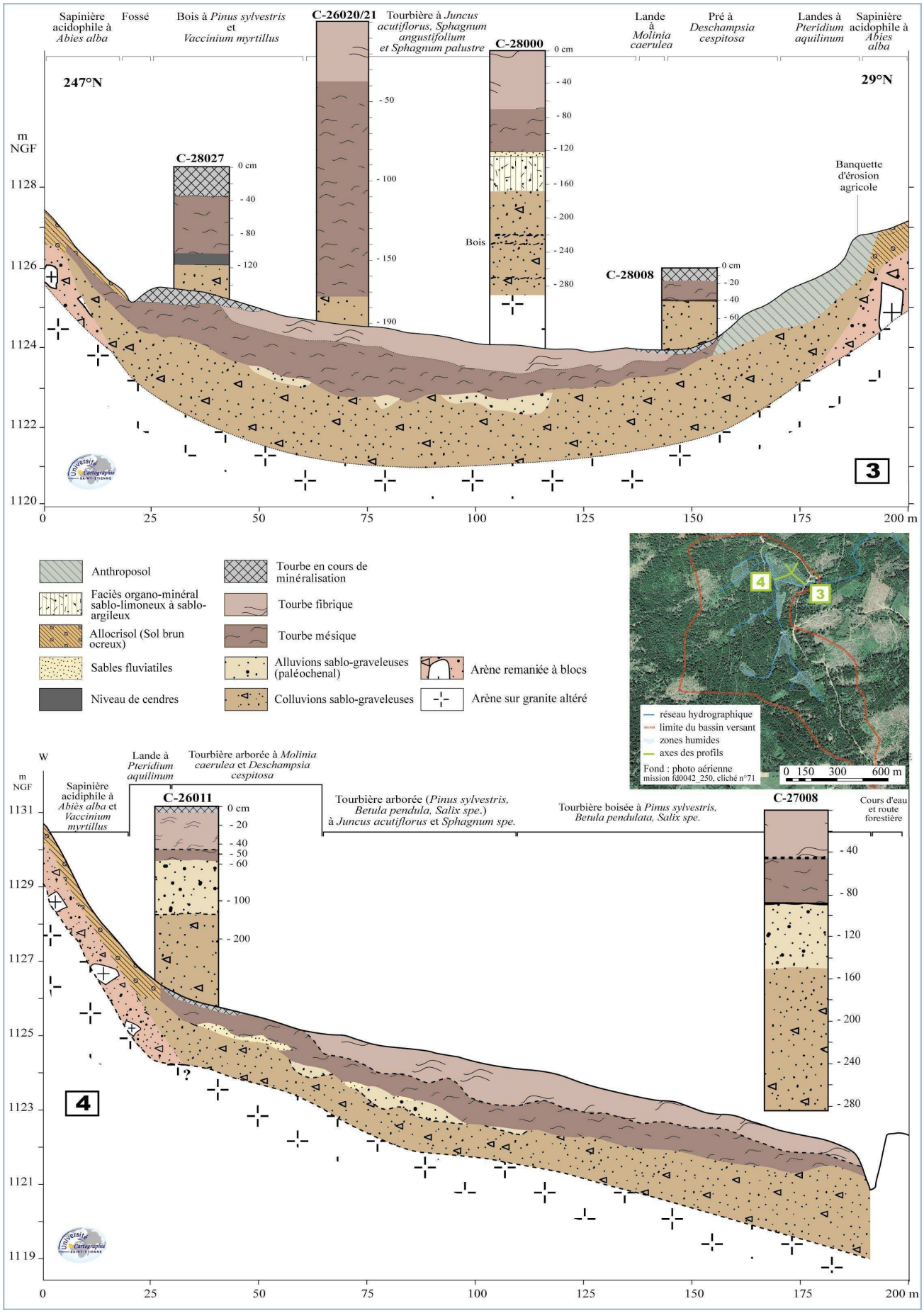


Figure 36 - Stratigraphie de la tourbière de la Prenarde



3.3.1.2 Équipement

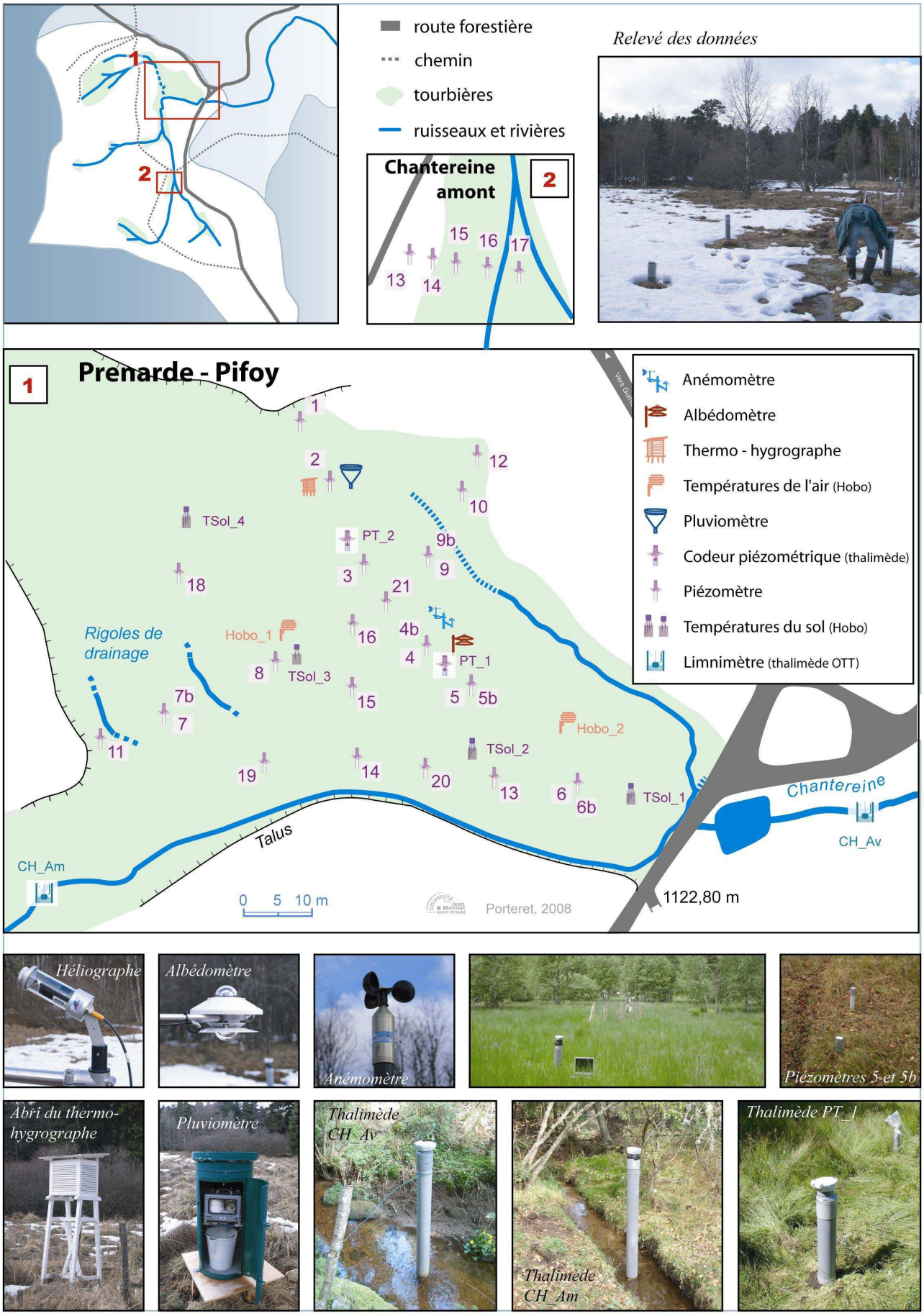
Nous avons tout d'abord procédé à l'installation d'une station météorologique dont les premiers équipements ont été mis en route le 1er juillet 2002. Elle se situe dans la zone centrale de la tourbière de la Prenarde-Pifoy qui constitue une clairière dans l'environnement forestier (Fig.37). L'ensemble du matériel a été fabriqué ou distribué par la société Précis mécanique. Elle est constituée :

- d'un pluviomètre avec surface réceptrice de 2000 cm^2 combiné à un pluviographe à auget basculeur de type 3020.
- d'un thermo-hygrographe à mécanisme d'horlogerie situé à 1,5 m du sol sous abri standard.
- d'un albédomètre CM7B, constitué de deux pyranomètres inversés, qui mesure en W/m^2 la radiation solaire directe et la radiation solaire réfléchie par la surface de la tourbière.
- d'un capteur de durée d'insolation CSD3 (enregistre l'ensoleillement lorsque la radiation solaire est supérieure à 120 W/m^2).
- et d'un anémomètre APM 22 (1 tour par m/s^1), situé à 2 m de hauteur.

Deux stations hydrométriques permettent de connaître les débits. Elles sont équipées avec du matériel OTT.

- La première a été installée à l'exutoire du bassin versant le 1er septembre 2003. Elle se situe dans un chenal stable de 2,5 mètres de large et de 1 m de profondeur encombré par quelques blocs de granite. La mesure des hauteurs d'eau est effectuée à l'aide d'un limnigraphe à flotteur couplé à un codeur limnimétrique (Thalymède, OTT), suivant le protocole présenté plus haut.
- La seconde a été installée avec le même type d'équipement le 4 janvier 2005, en amont de la tourbière. Elle a pour objectif de permettre l'étude de la contribution de cette dernière aux écoulements. Le chenal est étroit (80 cm) et peu profond (30 cm) avec un fond sableux relativement instable nécessitant la mesure régulière de la surface de la section.

Figure 37 - Équipement du site de la Prenarde



Les courbes de tarage ont été construites à l'aide des nombreuses mesures de débit effectuées dans le cadre du suivi des stations. Toutefois, les mesures de la vitesse d'écoulement sont soumises aux risques d'erreurs liées aux contraintes qui régissent la mesure des débits des très petits cours d'eau. Il s'agit de la présence de blocs, de racines, de souches d'arbre ou de végétation dans le chenal d'écoulement.

Un réseau de 23 piézomètres à relevé manuel a été installé, depuis septembre 2002, dans et en périphérie de tourbière. Le suivi est en moyenne bimensuel, mais la fréquence des relevés a pu être augmentée pour mieux rendre compte de certains épisodes particuliers. Les piézomètres 1 à 12 ont été installés suivant les axes des profils stratigraphiques.

- Les piézomètres 1 à 6 se répartissent de l'amont vers l'aval dans le sens longitudinal de la tourbière, suivant un axe Sud-Ouest / Nord-Est (247°N / 29°N).
- Dans le sens transversal, suivant un axe Sud-Est / Nord-Ouest (330°N / 140°N), sont installés les piézomètres 7 à 12.

Seuls les piézomètres 1 et 12 ne sont pas dans la tourbière. Le piézomètre 1 atteint 120 cm de profondeur. Il est installé dans un sol de type brun ocreux, reposant sur l'arène à blocs. Le piézomètre 12 est installé dans un anthroposol de 75 cm d'épaisseur sur colluvions et arène remaniée à blocs. Tous les autres piézomètres sont installés dans la tourbe. Pour les piézomètres 3, 4, 5, 6, 8 et 9 le niveau de tourbe blonde fibrique surmonte le niveau de tourbe brune mésique. Pour les piézomètres 2 et 10, le niveau à tourbe blonde est absent et pour le piézomètre 7, un horizon de surface minéralisé surmonte la tourbe brune mésique. Enfin, à la base du versant Ouest, le piézomètre 11 prend place dans un horizon tourbeux d'une soixantaine de centimètres. Les piézomètres installés dans la tourbe ont été doublés par des piézomètres atteignant les formations colluviales à la base de la tourbe.

Un second réseau de 5 piézomètres a été installé dans un vallon du Chantereine à l'amont de la tourbière de la Prenarde-Pifoy. Ils se répartissent de la base du versant vers la zone humide et ont pour objectif de valider les observations réalisées plus à l'aval.

Pour affiner l'analyse à des pas de temps plus courts (horaire, journalier), deux piézomètres de 120 mm de diamètre équipés avec des codeurs piézométriques à flotteur (Thalimède, OTT) ont été installés en août 2005 et mars 2006. Le premier est installé dans la zone centrale à *Sphagnum* et *Juncus acutiflorus* au contact du secteur boisé (*Betula*) Le second, plus à l'amont se situe dans la zone arborée à *Molinia caerulea*.

3.3.2 Tête de bassin versant du Chorsin

3.3.2.1 Description

La tête de bassin versant du Chorsin se situe dans la Loire sur les communes de Roche en Forez et de Saint Bonnet le Courreau (Loire - 42), à la limite avec le département du Puy de Dôme. Il s'agit de l'extrémité orientale de la partie centrale des Monts du Forez, où les Hautes Chaumes s'élargissent pour atteindre 9 kilomètres, leur largeur maximale. Le Chorsin prend sa source à 1360 m d'altitude dans la zone tourbeuse de Gourgon et rejoint le ruisseau de Pierre Brune, affluent du Lignon, vers 1010 m d'altitude. Il suit un parcours de 4,5 Km (soit une pente moyenne de 8%) et draine un bassin versant de 6,35 Km^2. Le bassin versant est orienté en direction du Nord, suivant une forme allongée de 4 Km de long sur 2 Km de large (Fig.38).

Les croupes arrondies et vallées évasées formées dans le granite d'anatexie sont dominées par le dyke volcanique de Roche Gourgon (1420 m). Hérité d'un volcanisme ancien lié à la tectonique de la fin du Tertiaire (Miocène), il est formé de lave basaltique prismée qui se débite en dalles et forme des éboulis à son pied. Sur les versants autour du dyke, qui s'étend sur 300 mètres de longueur et 100 mètres de largeur, l'érosion a produit une arène basanitique. Les sols sont des rankers à caractère andique. En effet, bien que sa répartition soit très inégale, la lave à phénocristaux d'olivine a pu contribuer à donner des sols un peu moins acides, comme l'a montré Thebaud [1988] à quelques kilomètres de là pour le neck de Bazanne, où la différence d'une unité de pH permet le développement d'espèces neutrophiles (*valeriana officinalis* ou *cerastium arvense*). Ailleurs, la lande se développe sur les rankers cryptopodzoliques issus du granite.

Les traces de l'englacement sont très légères d'autant que le secteur était recouvert lors des deux maxima glaciaires du Würm (Würm1 et Würm2) par un ice-cap d'une trentaine de mètres d'épaisseur [Etlicher 1974, 1986b, 1990]. La partie amont du bassin versant correspond à un cirque peu profond, très évasé, de type forézien. Les dépôts morainiques, laissés par une glace peu fluente, sont faibles. Il s'agit d'un drumlin et de quelques moraines terminales. Les héritages quaternaires, représentés par les phénomènes de nivation ou les processus périglaciaires de mobilisation des arènes à blocs, sont en revanche nombreux.

Figure 38 - Bassin versant du Chorsin

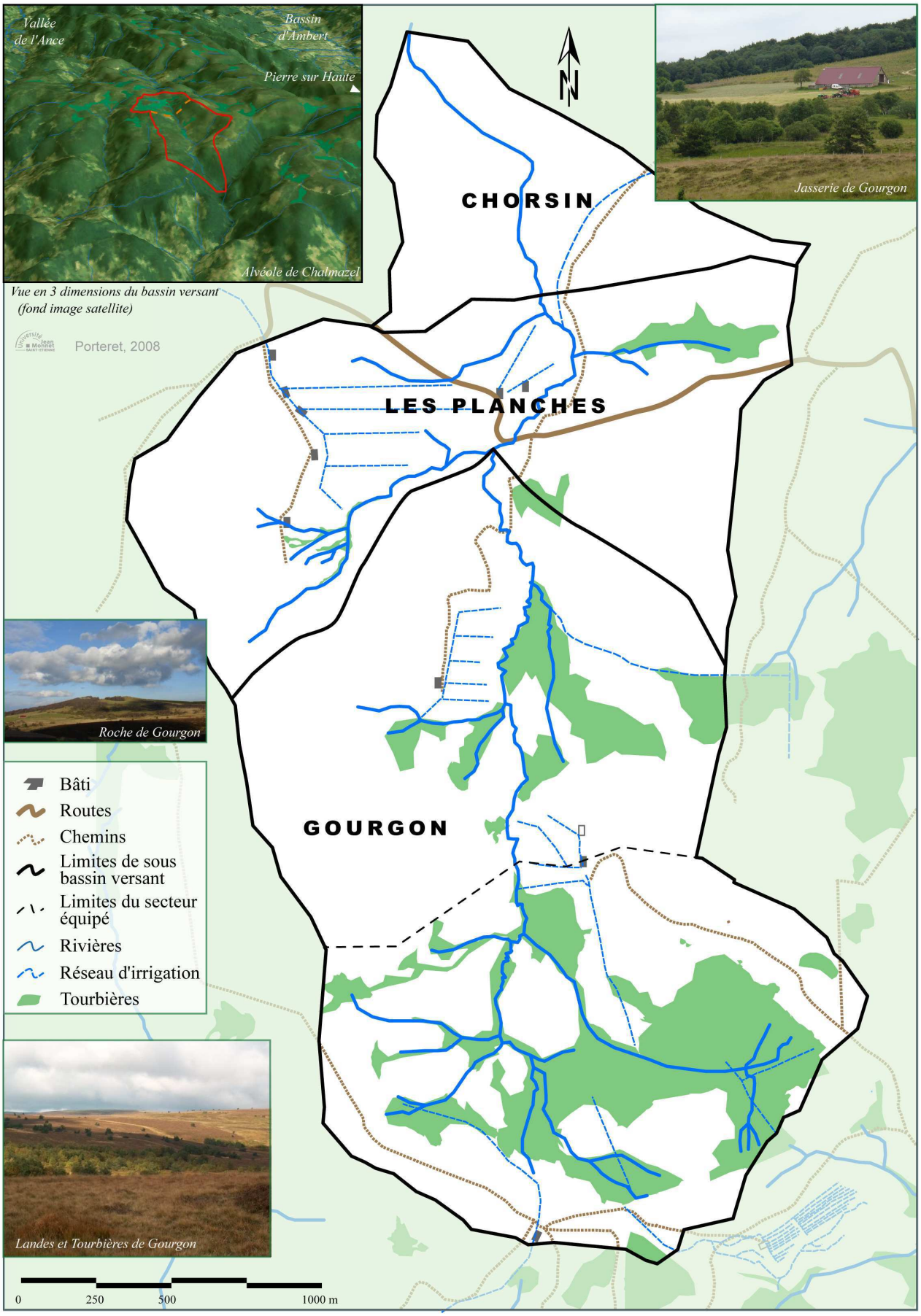
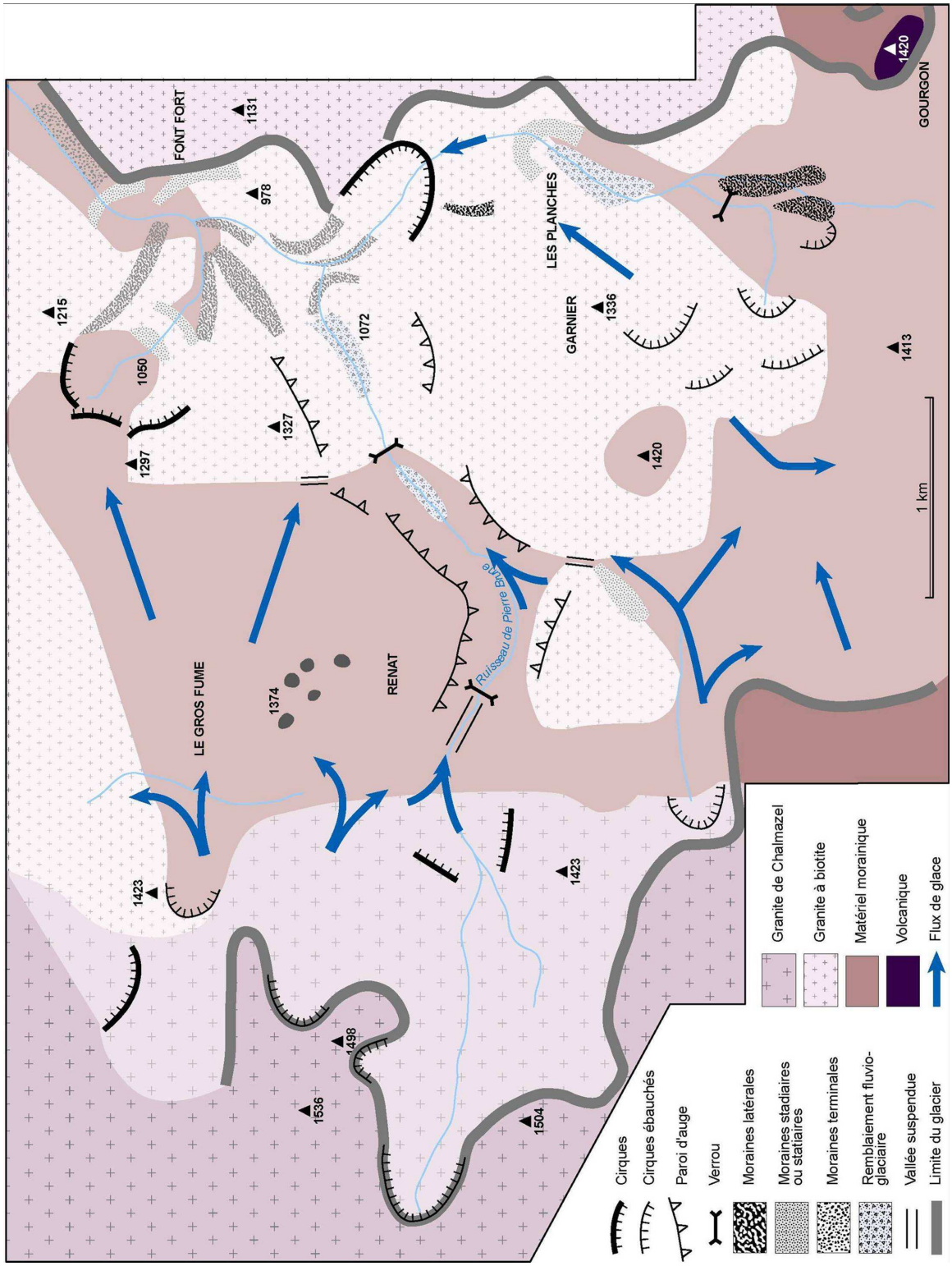


Figure 39 - L'englacement du secteur de Chorsin



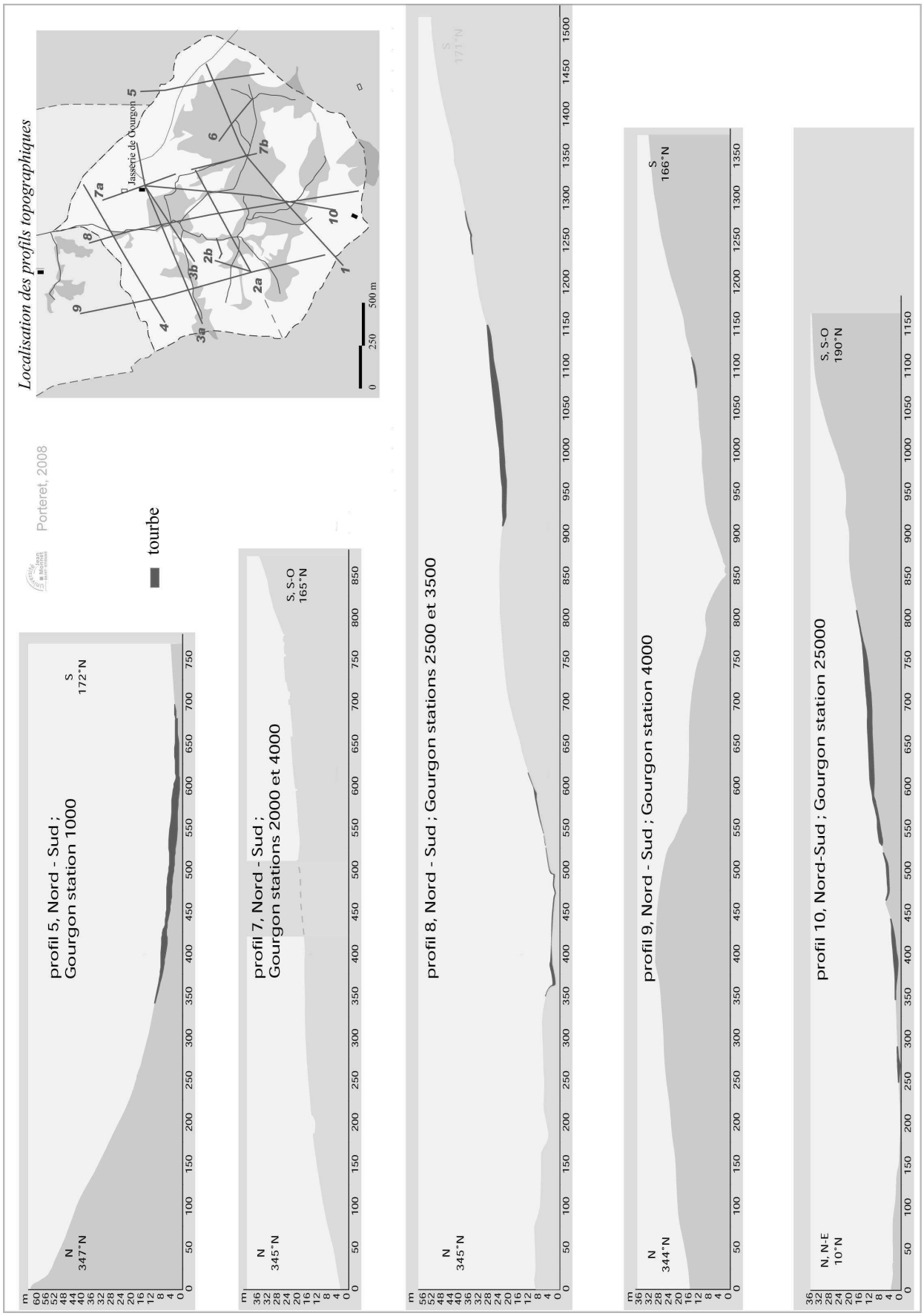
(d'après Elicher 1986)

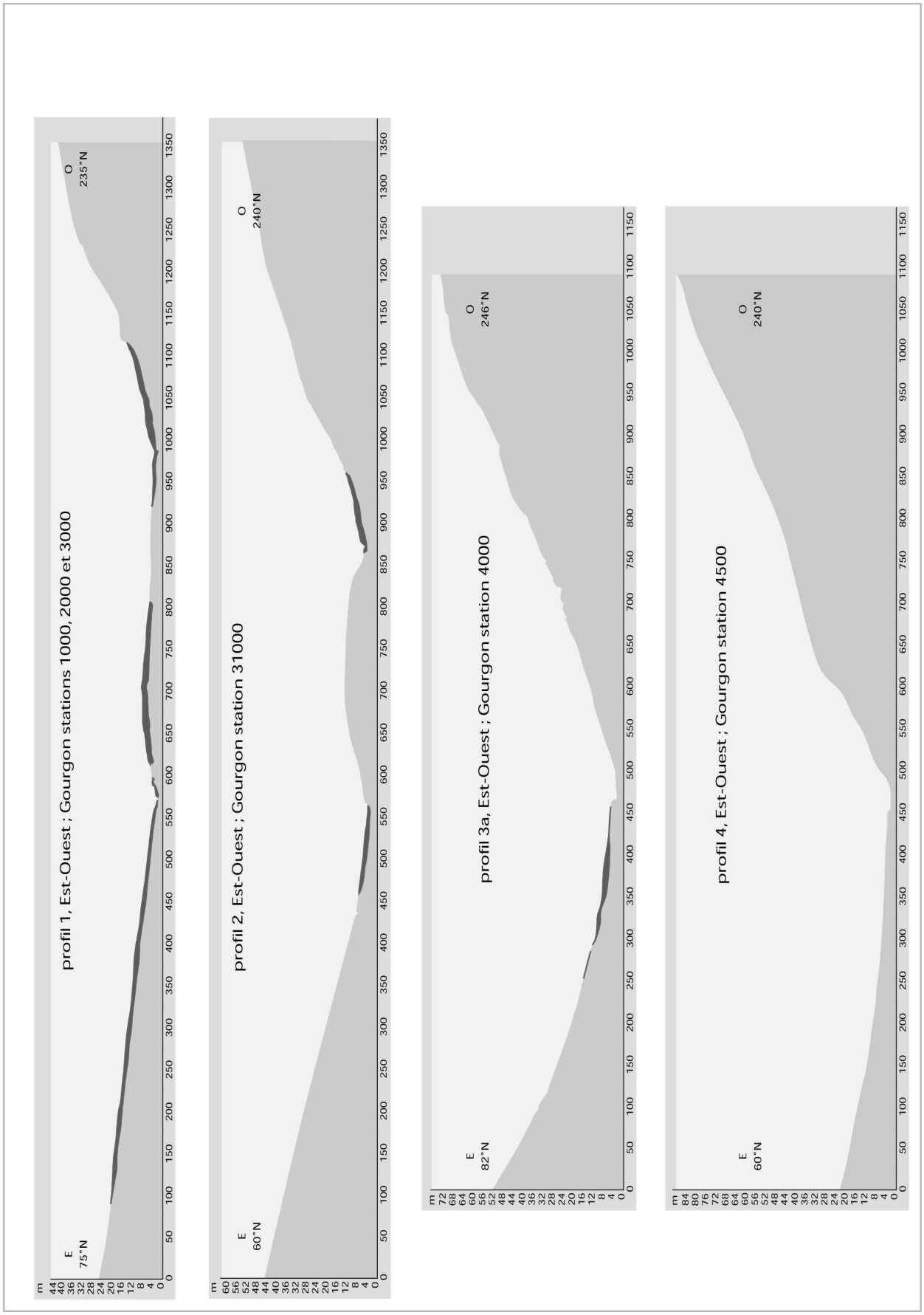
La dissymétrie des versants est bien marquée avec des pentes qui atteignent 15 à 20% sur le versant ouest alors qu'elles ne sont que de 6 à 9% sur le versant Est. Au niveau des jasseries des Planches, avant que le Chorsin ne s'encaisse dans une vallée boisée, étroite et pentue (17%), une partie des eaux du Chorsin est détournée saisonnièrement en direction du hameau de Courreau et du bassin versant du Vizézy. Pour cette raison, nous avons équipé le sous bassin versant de Gourgon qui se situe en amont de la prise d'eau et de la route menant aux jasseries de Garnier (1260 m). La surface du bassin à ce niveau (**A**) est de 3,79 km^2 et son périmètre (**P**) de 8,24 km. Son indice de compacité de Gravelius est 1,19. Le rectangle équivalent a pour longueur (**L**) 2,74 km et pour largeur (**l**) 1,38 km. La pente générale du Chorsin est de 3,7%, mais elle augmente jusqu'à 20% à l'aval des jasseries des Planches, lorsque le cours d'eau plonge dans l'ancienne vallée glaciaire de Pierre Brune (Fig.39).

La végétation du secteur correspond essentiellement aux landes à dominante basse (70%), où dominent la callune, les myrtilles et les genêts. La lande à dominante arborée (pin sylvestre, le bouleau, le saule) n'apparaît que sur le secteur de la Montagne de Courreau. Le versant nord-ouest de la Roche Gourgon est occupé par la forêt humide à mégaphorbaie, composée de taillis impénétrables de saules, de bouleaux, d'alisiers, de sorbiers et de hêtres. Dans ce secteur, comme pour l'ensemble des Hautes Chaumes, les jasseries ne sont plus utilisées suivant le système traditionnel avec irrigation et fertilisation de la fumée. Les troupeaux, essentiellement bovins, parcourent de grands parcs de pâturages principalement dans les parties ouest et sud du bassin versant. Si la dynamique de recolonisation forestière des landes et tourbières est visisble, c'est surtout la plantation de plus de 300 hectares de résineux, entre 1975 et 1977, qui a contribué à donner un caractère forestier à la partie sud-est du bassin versant (épicéas suivant des densités de 2500 plants par hectare sur la lande et de 1320 plants par hectare sur sol humide). Des travaux de coupe des résineux ont été entrepris depuis l'été 2004, dans le cadre du plan de gestion du site, établi en Novembre 2001 [Michelot et Dupasquier 2001] pour le Conseil Général de la Loire qui contrôle une centaine d'hectares par achat ou emphytéose (politique des Espaces Naturels Sensibles).

Les tourbières représentent 88 hectares soit 23% de l'occupation du sol. La principale zone tourbeuse (63 ha) occupe le vaste amphithéâtre situé en tête de bassin versant. Il s'agit de tourbières bombées et de tourbières basses reliées entre elles, qui prennent place dans d'anciens cirques glaciaires, dans les zones mal drainées ou dans les talwegs (Fig.40).

Figure 40 - Profils des versants du Chorsin




profil 1, Est-Ouest ; Gourgon stations 1000, 2000 et 3000
E
75°N
O
235°N
profil 2, Est-Ouest ; Gourgon station 31000
E
60°N
O
240°N
profil 3a, Est-Ouest ; Gourgon station 4000
E
82°N
O
246°N
profil 4, Est-Ouest ; Gourgon station 4500
E
60°N
O
240°N
m

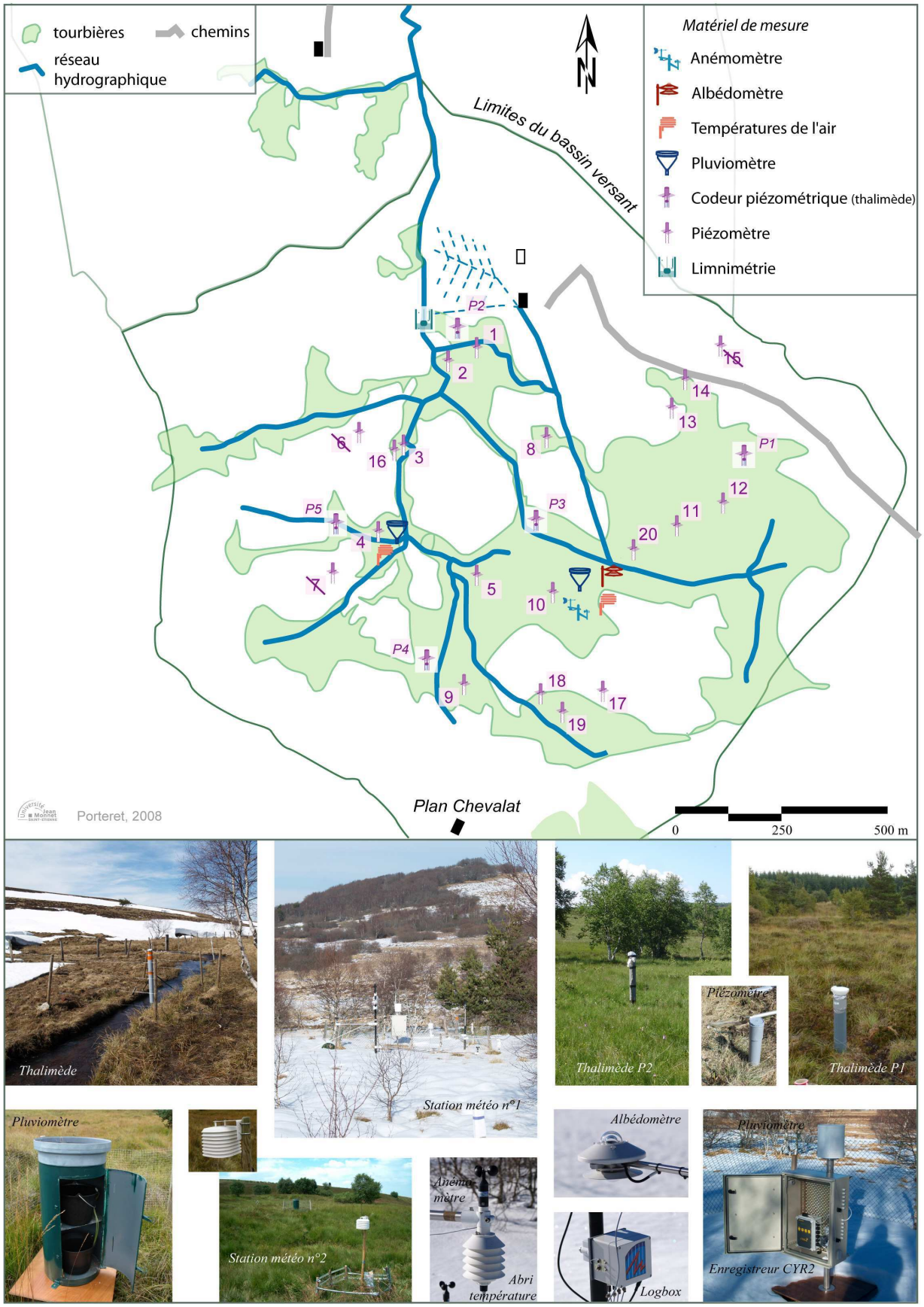
Elles accueillent un cortège de plantes exceptionnelles comme l'Andromède, la Droséra, la Grassette des marais, les sphaignes, l'Orcette, la Canneberge, les Linaigrettes, les Saxifrages étoile, la gentiane des marais, etc. Les profondeurs de tourbe atteignent 2,5 à 3 mètres. La stratigraphie se révèle d'une grande uniformité avec une tourbe fibrique sur une grande partie des carottes. Généralement, le contact avec le matériel minéral sablo-graveleux sous jacent est très franc conformément aux résultats obtenus sur le même type de tourbière, comme par exemple le site de Bazanne [Porteret 2001, Cubizolle 2005b]. Les datations réalisées indiquent que la mise en place du complexe tourbeux s'est déroulé sur près de 11000 ans entre 11400 av. JC et 350 av.JC. Les bombements les plus anciens se trouvent dans les parties sud et est du site, alors que les secteurs tourbeux les plus récents apparaissent au nord et à l'ouest. Cette opposition se retrouve dans la physionomie des tourbières. En effet, au sud et à l'est, il s'agit de vastes couvertures de tourbe, alors qu'à l'ouest, sur des pentes prononcées, elles se sont développées à la faveur de sources, de replats ou niches de nivation. Si l'analyse palynologique réalisée par J. Argant et C. Latour (ARPA, Bron) est conforme au schéma régional d'évolution de la végétation depuis le Dryas récent, l'ancienneté de la tourbière, qui est à ce jour la plus ancienne tourbière des Hautes Chaumes du Massif Central oriental granitique, fait de ce diagramme pollinique une référence pour la région (Annexe 3).

3.3.2.2 Équipement

La station météorologique est installée au cœur de la tourbière de Gourgon à 1350 m d'altitude (Fig.41). L'équipement du site a été effectué en plusieurs étapes, pour des raisons de financement des appareils de mesure.

Dans un premier temps, au mois d'avril 2004, nous avons installé un pluviomètre avec surface de réception de 2000 cm^2 et un pluviographe à auget basculeur à enregistrement mensuel. Malheureusement, cet appareil s'est très rapidement avéré défectueux et n'a pu être réparé. Par conséquent, nous avons utilisé deux seaux gradués de 10 litres pour collecter les précipitations (autonomie de 100 mm de précipitations). Si ce système est relativement fiable, il ne nous a pas permis de mesurer les précipitations pour des intervalles de temps réguliers, en raison des conditions d'accès au site. De plus, il n'a été possible que d'avril à novembre, c'est-à-dire en dehors de la période hivernale. A proximité de ce pluviomètre, les températures ont été enregistrées par une sonde de température HOBO installée à 1,5 m du sol sous abri.

Figure 41 - L'équipement du site de Gourgon



Dans un deuxième temps, en 2005, à l'aide des financements du CREZH, nous avons installé une station météorologique complète. Elle est constituée :

- d'un pluviomètre (400 cm^2) combiné à un pluviographe à auget basculeur de type 3029 2/10. Les données sont enregistrées par une station d'acquisition CYR2.
- de quatre sondes de température (PT100) et d'hygrométrie (HRT 2122), installées dans des abris radiatifs à 0,5, 1 et 1,5 m du sol et connectées à la station d'acquisition CYR2.
- d'un albédomètre CN7B connecté à un boîtier d'enregistrement LOGBOX.
- et de quatre anémomètres APM 22/11 M (1 tour par m/s^1), situés à 0,5, 1, 1,5 et 2 m de hauteur, également connectés sur le boîtier LOGBOX.

Nous avons défini l'exutoire de notre bassin versant d'étude au niveau de la jasserie de Gourgon et non au niveau de la route des jasseries de Garnier comme cela aurait pu être le cas (Fig.38). Ce choix a été fait pour des raisons pratiques de suivi des sites, mais également pour des raisons foncières (autorisation du propriétaire). La station hydrométrique mise en place le 9 septembre 2004 est composée d'un codeur limnimétrique Thalymède (OTT) installé dans un puits de tranquillisation en PVC. Le chenal d'écoulement a été aménagé (rectification des berges) pour améliorer la qualité de la courbe de tarage. Le chenal d'écoulement mesure 1 m de large pour 60 cm de profondeur.

Les premiers piézomètres ont été installés le 1er avril 2003. Ils composent un réseau de 20 points de mesure situés dans la tourbière et sur les versants en périphérie. Cinq piézomètres équipés de codeur piézométrique (Thalimède) permettent de suivre les variations horaires des niveaux de la nappe de la tourbière, depuis 2005 - 2006. Leur localisation a été définie en fonction des différents types de zones tourbeuses présentes sur le site. Ainsi :

- P1 correspond à une tourbière haute (bombement d'environ 2 mètres d'épaisseur) ;
- P2 est installé dans une tourbière basse en aval de la jasserie de Gourgon ;
- P3 se situe dans un talweg tourbeux le long du réseau hydrographique ;
- P4 correspond à un secteur de la tourbière boisé par les bouleaux ;
- et P5 est installé dans une petite tourbière située sur le versant ouest à la faveur d'une rupture de pente où apparaissent des sources.

3.3.3 Tête de bassin versant de l'Etui

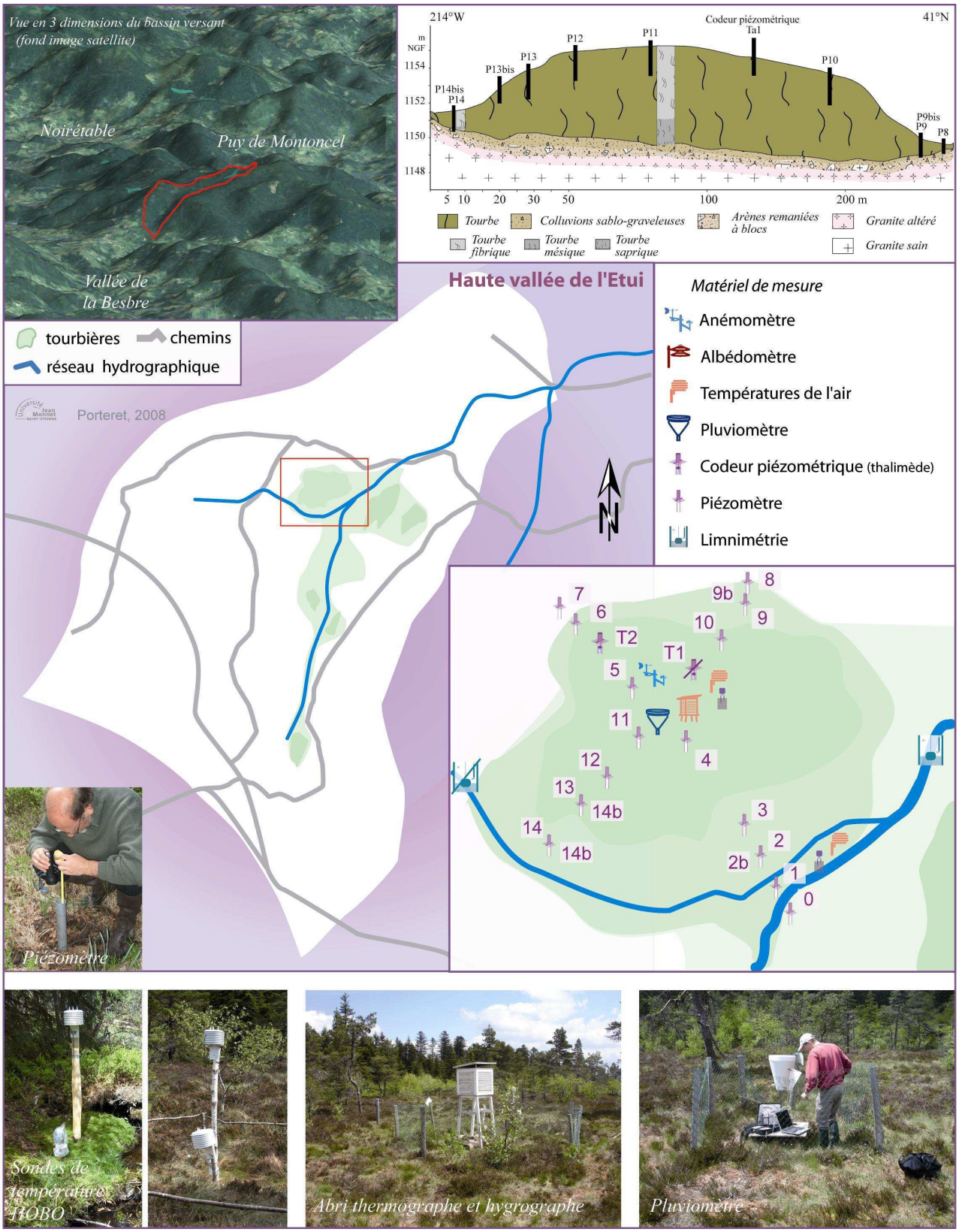
3.3.3.1 Description

Le site de la Haute Vallée de l'Etui se situe dans le massif des Bois Noirs sur la commune de Saint-Priest-La-Prugne (Loire – 42). Il constitue la tête de réseau hydrographique de la Besbre, rivière affluente de la Loire à Gilly sur Loire (03) en aval de Digoin. A proximité du Puy de Montoncel (1287 m), point culminant du massif, le bassin versant de l'Etui, d'orientation Sud-Ouest / Nord-Est, s'organise en une série de replats étagés à 1180, 1060, 800 et 750 m (Fig.42). La vallée de l'Etui est fortement incisée avec une forme en « V » bien marquée. La dissymétrie des versants est marquée avec des versants ouest beaucoup plus étendus que les versants est. Le bassin versant est, comme pour le Chantereine, essentiellement forestier, et les tourbières forment des clairières dans la sapinière.

Différentes tourbières ombrotrophes se répartissent le long du bassin versant (8 bombements, couvrant 13 hectares). A l'amont, le ruisseau de l'Etui prend sa source dans une tourbière. Ensuite, dans la partie médiane du bassin versant, trois tourbières bombées sont accolées, seulement séparées par le tracé du réseau hydrographique. Ces bombements impressionnants, qui constituent les plus importantes accumulations de tourbe du Massif Central oriental granitique, forment des « murs » de tourbe de plus de cinq mètres de hauteur (Fig.42). A la surface de ces convexités, qui prennent une forme presque tabulaire [Cubizolle 2005a] rappelant les tourbières de plateau du Québec décrites dans la littérature [Payette et Rochefort 2001], les espèces ombrotrophes s'organisent suivant la structure en buttes (hummock ou bult) et dépressions (hollows ou schlenken). Les bombements sont ceinturés par des laggs où se développent les espèces minérotrophes.

Le site est isolé du fait de son accès compliqué (éloignement des axes de circulation, absence de chemin carossable et fréquence d'un manteau neigeux abondant) et de la faible présence humaine (absence d'activité agricole, activités forestières très modestes et fonctions récréatives peu développées). Aujourd'hui, l'Homme n'influe plus directement sur la dynamique de ces tourbières, alors qu'au debut du XIXe siècle, au plus fort de la pression agricole sur l'espace montagnard, intégrées aux terroirs pastoraux, elles se trouvaient au cœur de landes paturées [Cubizolle 2005a]. Depuis 1999, dans le cadre de la mise en œuvre du programme Natura 2000, le site fait l'objet d'une maîtrise foncière et d'opérations de gestion coordonnées par la Communauté des Communes du Pays d'Urfé et l'Association Pour la Création du Parc Naturel Régional des Monts de la Madeleine.

Figure 42 - Bassin versant de l'Etui



3.3.3.2 Équipement

Les équipements météorologiques ont été installés à 1155 m d'altitude sur la principale tourbière bombée de la partie médiane (Fig.42). Non boisée, elle est propice aux mesures des précipitations. Le matériel de mesure a été installé en collaboration et avec le financement de l'Association pour la Création du Parc Naturel Régional des Monts de la Madeleine, via la DIREN Auvergne.

Nous avons rencontré de nombreuses difficultés pour ce site, qu'il s'agisse de retards pour le financement, de problèmes techniques concernant le matériel ou de difficultés liées au suivi. Les séries de données sont donc courtes et comportent de nombreuses lacunes. Le site a été provisoirement équipé des appareils suivant :

- d'un pluviomètre de type 3029/2.
- D'un thermographe et d'un hygrographe à mécanisme hebdomadaire. Compte tenu de l'éloignement du site et des difficultés d'accès durant l'hiver, ces appareils ont été relevés avec l'aide du personnel de la communauté de communes de la Côte Roannaise, du Pays de la Pacaudière et du Pays d'Urfé. Toutefois, le changement d'opérateur s'est traduit par de nombreuses erreurs et au final le type de matériel installé ne s'est pas avéré être adapté pour le site (il a été récemment remplacé par des sondes de température de type PT100). Diverses sondes de température reliées à des boîtiers d'enregistrement HOBO ont permis de compenser les problèmes du thermographe. Les températures sont enregistrées à 1,5 m, à 0,5 m, à la surface des sphaignes et dans la tourbe à 0,5 m de profondeur. Depuis 2008, le site est équipé d'un albédomètre et d'un anémomètre.
- Deux stations limnimétriques ont été installées. La première à l'exutoire de notre bassin versant d'étude et la seconde sur un petit affluent de l'Etui à l'amont de la tourbière.
- Enfin, un réseau de 19 piézomètres sert à enregistrer les variations de la nappe dans la tourbière. Ils se répartissent suivant deux axes, le premier transversal, le second longitudinal. Un codeur piézométrique thalimède a été placé au centre de la tourbière pour enregistrer les variations horaires des niveaux de la nappe.

L'équipement définitif et complet du site est donc effectif depuis mai 2008.

Tableau 7 - Récapitulatif des équipements

Prenarde	Gourgon	Etui
Bassin versant du Chantereine Lambert II étendue - X : 728795, Y : 2057082 1150 m d'altitude	Bassin versant du Chorsin Lambert II étendue - X : 720290, Y : 2069608 1350 m d'altitude	Bassin versant de l'Etui Lambert II étendue - X : 706682, Y : 2104897 1160 m d'altitude
PRECIPITATIONS		
Pluviomètre à auget avec pluviographe mécanique à mouvement hebdomadaire *depuis le 01 juillet 2002*	Pluviomètre à auget avec pluviographe mécanique à mouvement mensuel *depuis le 01 avril 2004* Pluviomètre à auget 3029 2/10 à enregistrement numérique (CYR2) *depuis le 14 janvier 2005*	Pluviomètre à auget 3029 2/10 à enregistrement numérique *depuis janvier 2005*
TEMPERATURES ET HYGROMETRIE		
Thermographe mécanique à mouvement hebdomadaire *depuis le 01 juillet 2002* Hygrographe mécanique à mouvement hebdomadaire *depuis le 01 juillet 2002* Boitier HOBO avec 1 sonde à 1.5 m dans un abri radiatif *depuis le 18 mai 2004* Boitier HOBO avec 2 sondes à 0.5 et 1.5 m dans un abri radiatif *depuis juillet 2003*	Boitier HOBO avec 1 sonde à 1.5 m dans un abri radiatif *du 08 avril 2003 à janvier 2006* 3 sondes de température et d'humidité combinée HRT 2122 à 0.2, 0.5 et 1.5 m *depuis le 03 octobre 2005*	Thermographe et hygrographe mécanique à mouvement hebdomadaire *depuis novembre 2004* remplacé par une sonde PT100 *depuis mai 2008* Boitier HOBO avec 1 sonde à 1.5 m dans un abri radiatif *depuis le 13 novembre 2002* Boitier HOBO avec 2 sondes à 0.5 et 1.5 m dans un abri radiatif *depuis le 13 novembre 2002*
RADIATION SOLAIRE		
Albédomètre CN7B *depuis le 22 mars 2006* Capteur d'ensoleillement *depuis septembre 2006*	Albédomètre CN7B *depuis le 03 octobre 2005*	Albédomètre CN7B *depuis mai 2008*
VENT		
Anémomètre APM22/11M *depuis le 20 janvier 2005*	4 Anémomètres APM22/11M au sol, à 0.5, 1 et 1.5 m *depuis le 03 octobre 2005*	Anémomètre APM22/11M *depuis mai 2008*
HYDROMETRIE		
Codeurs limnimétriques thalimède N°174392 *depuis le 03 septembre 2003* N°177541 *depuis le 04 janvier 2005* N°178786 *depuis le 20 juin 2006*	Codeur limnimétrique thalimède N°176146 *depuis le 09 septembre 2004*	Codeur limnimétrique thalimède Amont *depuis le 04 janvier 2005* Aval *depuis le 04 janvier 2005*
PIEZOMETRIE		
Réseau de 19 piézomètres en PVC de 50 mm de diamètre, relevés manuel bi-mensuel *depuis le 23 septembre 2002* Codeurs piezometriques thalimède N°177542 *depuis le 16 août 2005* N°177543 *depuis le 22 mars 2006*	Réseau de 17 piézomètres en PVC de 50 mm de diamètre, relevés manuel bi-mensuel *depuis le 01avril 2003* Codeur piezométrique thalimède N°177543 *depuis le 16 août 2005* N°178132 *depuis le 04 mai 2006* N°178785 *depuis le 04 octobre 2006* N°177786 *depuis le 04 octobre 2006* N°174699 depuis le 04 octobre 2006	Réseau de 12 piézomètres en PVC de 50 mm de diamètre, relevés manuel bi-mensuel *depuis mai 2004* Codeur limnimétrique OTT - Thalimède *depuis le 6 juin 2006*
TEMPERATURES DU SOL		
Boitier HOBO avec 2 sondes au sol et à -0.5 m *depuis l'été 2004* 2 Boitiers HOBO avec 4 sondes au sol à -0.5, -1 et -1.5 m *depuis le 24 décembre 2004*		Boitier HOBO avec 2 sondes au sol à -0.5 m, dans le ruisseau et le lagg boisé *depuis le 13 novembre 2002*

2ème Partie

L'équipement des sites a permis, depuis juillet 2002, d'obtenir une somme de données considérable. Toutefois, les contraintes liées au financement, à l'installation et au bon fonctionnement des instruments de mesure n'ont pas permis d'obtenir des séries de données complètes pour tous les paramètres sur l'ensemble de la période 2002 - 2007. D'autre part, nous gardons à l'esprit que cette période de mesure est encore trop courte pour disposer de l'ensemble des situations hydrologiques possibles au sein de nos bassins versants. Si les séries de données sont courtes et parfois incomplètes, il n'en demeure pas moins qu'elles sont inédites pour ces secteurs de moyenne montagne granitique. Notre démarche d'équipement et de suivi scientifique à moyen et à long terme des têtes de bassin versant tourbeuses est une première pour le Massif Central. Dans cette partie, nous souhaitons, d'une part replacer les enregistrements dans le contexte climatique général, et d'autre part examiner les relations entre nos différentes stations pour les nombreux paramètres mesurés.

4. Bilan des données

L'acquisition et l'installation des appareils de mesure se sont effectuées entre le 1er juillet 2002 et la fin de l'année 2005, même si des sondes ou capteurs supplémentaires ont pu être ajoutés au cours de l'année 2006. Les plus longues séries de données couvrent quatre années, mais pour un certain nombre de paramètres les séries sont courtes et fragmentées. Avant de les présenter et de faire leur analyse, il faut donc faire un bilan des données disponibles et vérifier comment elles s'insèrent dans le contexte climatique régional. Nous nous avons donc défini, à partir des données fournies par Météo-France, les caractéristiques climatiques de la période 2002 à 2007.

4.1 Contexte climatique de l'étude

Afin de bien faire apparaître la représentativité et/ou la singularité des valeurs que nous avons mesurées dans nos bassins versants d'étude, il faut caractériser le contexte climatique dans lequel ont été effectuées ces mesures.

Pour cela, nous utiliserons les données fournies par les postes de mesure du réseau Météo France. Nous avons tout d'abord essayé de définir les normales climatiques de notre zone d'étude. Toutefois, les séries de données sont généralement trop courtes pour permettre de suivre les recommandations de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM). Nous avons cependant calculé des valeurs moyennes sur un temps long. Ensuite, nous les avons confrontées avec les valeurs enregistrées durant notre période d'étude, pour faire apparaître les évenements climatiques caractéristiques et/ou exceptionnels pour nos sites d'étude.

4.1.1 « Normales annuelles »

Le calcul de normales climatiques pour les secteurs de moyenne montagne du nord-est du Massif Central n'est pas une chose simple, malgré le nombre important de stations du réseau Météo France qui couvrent la région. En effet, toutes ces stations ne disposent pas de séries de données assez longues pour calculer des normales climatiques. Météo France calcule généralement les normales climatiques sur 30 ans, suivant les recommandations de l'OMM. La période climatologique standard correspond à des moyennes arithmétiques,

calculées pour chaque mois de l'année à partir des données quotidiennes, établies pour des périodes consécutives de 30 années (du 1er janvier 1901 au 31 décembre 1930, du 1er janvier 1931 au 31 décembre 1960, etc.). Le nombre de valeurs mensuelles manquantes ne doit pas dépasser trois valeurs consécutives ou cinq valeurs sur l'ensemble de la période considérée.

Comme nous ne disposions pas de séries de données assez longues, notamment pour les stations situées en altitude, nous avons choisi de caractériser le contexte climatique en calculant des « normales annuelles » pour des périodes plus courtes. Il s'agit des quinze dernières années pour les précipitations (normales climatiques classées D par l'OMM) et des dix dernières années pour les températures. En effet, très peu de stations se situent assez haut en altitude pour permettre de caractériser le contexte climatique de la moyenne montagne. Nous n'avons donc pu prendre en compte que les valeurs des stations situées au dessus de 800 m d'altitude.

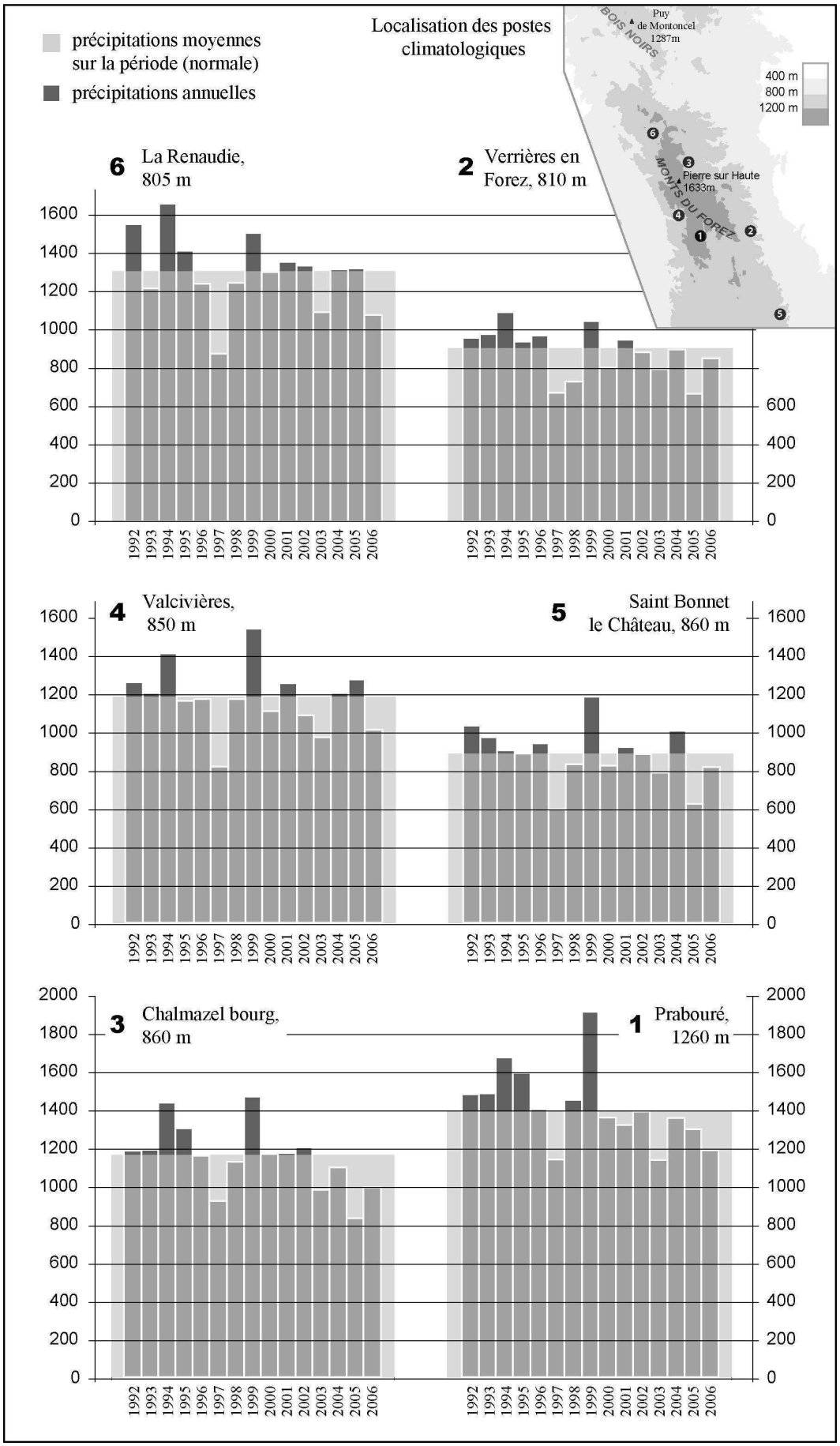
Au final, nous nous sommes appuyé sur l'analyse des données de six stations :

- La Renaudie, 805 m
- Valcivière, 840 m
- Prabouré, 1260 m
- Chalmazel (bourg), 860 m
- Verrières-en-Forez, 810 m
- Saint-Bonnet-le-Château, 850 m

4.1.1.1 Pluviométrie

Dans un premier temps, nous pouvons nous intéresser aux totaux pluviométriques annuels moyens pour les quinze dernières années (1992-2006) (Fig.43). Pour que le calcul des précipitations moyennes ne soit pas influencé par les valeurs extrêmes, nous avons utilisé la méthode des moyennes réduites afin de ne prendre en compte que les valeurs centrales de la série de données. Les précipitations annuelles moyennes s'échelonnent entre 882 mm à 850 m d'altitude (Saint-Bonnet-le-Château) et 1390 mm sur les Hautes Chaumes à Prabouré. Cela représente en moyenne 120 à 130 jours avec précipitations (PPj > 1 mm, standard Météo France) qui se répartissent uniformément au cours de l'année (25% pour chaque saison). Toutefois, en terme de volume d'eau précipitée, on note que l'automne est la saison la plus humide (30% des précipitations), alors que l'hiver est la saison la plus sèche (20% des précipitations).

Figure 43 - Précipitations



Toutefois, ces valeurs moyennes ne doivent pas masquer la forte variabilité interannuelle des précipitations. Ainsi, les variations du total pluviométrique peuvent atteindre 300 à 500 mm d'une année à l'autre. L'année 1997 a été la plus sèche des quinze dernières années, avec des totaux pluviométriques s'échelonnant entre 591 mm à 850 m d'altitude et 1136 mm à 1260 m d'altitude, en raison de l'hiver et de l'automne très secs. Les années 2003 et 2005 ont également été particulièrement sèches ; les nombres de jours avec précipitations très faibles (90 à 115 jours de précipitations suivant les stations). On notera également que lors de ces années sèches, le nombre de jours où les précipitations journalières sont supérieures à 10 mm ne dépasse pas la trentaine. En s'intéressant aux valeurs mensuelles, on peut noter qu'en moyenne le mois de mars est le plus sec avec environ 70 mm de précipitations. C'est d'ailleurs au mois de mars 1997 qu'ont été enregistrés les plus faibles totaux pluviométriques mensuels de ces quinze dernières années. Il est tombé moins de 10 mm de précipitations pour les stations situées entre 800 et 900 m d'altitude et seulement 17 mm à Prabouré (1260 m).

A contrario, les années 1999 et 1994 ont été les plus humides (Fig.43). Les totaux annuels maximums s'élèvent à 1908 mm à Prabouré et 1048 mm à Verrières (1999). Pour ces années humides, le nombre de jours avec précipitations avoisine 145, dont une cinquantaine de jours avec total journalier supérieur à 10 mm. De manière générale, ce sont les mois d'octobre et de novembre qui sont les plus arrosés. Si octobre est en moyenne le mois le plus humide avec plus de 120 mm de précipitations, les totaux mensuels maximums ont été enregistrés en novembre 1996 et novembre 2002. Ils sont supérieurs à 200 mm avec un record sur la période de référence de 358,2 mm en novembre 1996 à Prabouré. Les maximums correspondent souvent à deux types de phénomènes météorologiques :

- Les orages d'été ou du début de l'automne peuvent entraîner des cumuls de précipitations considérables sur les parties sommitales des Monts du Forez. Ainsi, les précipitations de la journée du 22 juillet 2004 se sont élevées à 104,2 mm à Prabouré. Ces orages sont très localisés, puisque aucune des stations situées aux alentours n'a enregistré de telles valeurs (5,6 mm à Chalmazel située 15 km au nord).

- Les autres cumuls de précipitations importants surviennent lors des épisodes cévenols. Les perturbations chargées d'humidité remontent vers le Nord, franchissent la barrière du massif du Pilat et déversent des quantités d'eau très

importantes sur les Monts du Forez. On peut citer l'exemple de l'épisode cévenol qui s'est produit du 1er au 3 décembre 2003. Plus de 100 mm de précipitations ont été enregistrés sur l'ensemble de nos stations de référence. Lors de ce type de phénomène, on observe un gradient du Sud vers le Nord, comme l'illustre la réduction du cumul de précipitations sur 3 jours entre les stations de Saint-Bonnet-le-Château (152,8 mm), de Verrières (118,7 mm) et de Chalmazel (99,2 mm).

4.1.1.2 Températures

Pour les températures, nous nous sommes intéressé à la période 1997-2006, pour les stations de Saint-Bonnet-le-Château, Chalmazel, Valcivière et Prabouré.

La moyenne des températures moyennes annuelles sur la période 1994 - 2006 est inférieure à 10 °C au dessus de 800 mètres d'altitude. Sur les Hautes Chaumes, elle est inférieure à 6,6°C (Prabouré). Sur la période, les années 1997, 2003 et 1994 apparaissent particulièrement chaudes avec des moyennes annuelles supérieures de 0,7 à 1°C par rapport aux normales. A l'inverse, les années 2006, 2005 et 1996 ont été les plus fraîches avec des températures moyennes annuelles inférieures de 1,1 à 0,7° C aux normales. En moyenne, l'amplitude thermique annuelle est de 15,5°C, entre le mois de juillet (Tm de 14,5°C et 18°C suivant l'altitude) et le mois de janvier (Tm de -0,5 à 2° suivant l'altitude), mais les températures moyennes mensuelles minimales et maximales des treize dernières années ont été enregistrées en février 2005 (Tm de -7,4°C à Prabouré) et Août 2003 (Tm de 24,9°C à Prabouré). Au dessus de 1250 m d'altitude, la température journalière peut être négative jusqu'en avril et des gelées peuvent se produire toute l'année. On dénombre ainsi en moyenne plus de 120 jours avec gelée, dont une quarantaine de jours sans dégel et une dizaine de jours avec une température minimale inférieure à -10°C. L'été, la température moyenne ne dépasse 25°C qu'une quinzaine de jours par an.

Pour calculer les gradients de température altitudinaux et latitudinaux du massif du Forez, nous avons utilisé les valeurs représentatives d'une année froide comme 2005 et d'une année chaude comme 2003. Les résultats obtenus ne font pas apparaître de différences significatives en fonction du type d'année. Entre Boën, au contact de la plaine du Forez (430 m) et le col de la Loge (La Chamba, 1265 m), le gradient général de température est de 0,6 °C pour 100 m. Mais ce gradient varie le long du versant. Il est de 0,8°C pour 100 m entre 430 m et 855 m d'altitude et se réduit à 0,4°C ensuite. On remarque également qu'avec l'altitude le gradient pour la moyenne des températures maximales se réduit

(0,15°C pour 100 m entre 855 m et 1265 m) alors qu'il augmente pour la moyenne des températures minimales (1°C pour 100 m entre 855 m et 1265 m). Plus au sud, entre Verrières (810 m) et Prabouré (1260 m), le gradient général atteint 0,8°C pour 100 m (0,5 pour les températures maximales et 0,9 pour les températures minimales). En effet, de par l'orientation méridienne du massif du Forez, il existe un gradient latitudinal de température. Ainsi, entre les stations de Saint-Bonnet-le-Château (Lambert II et. X= 735300 Y=2048400, 850 m) et Chalmazel (Lambert II et. X= 718000 Y=2079200, 855 m), situées à des altitudes comparables, la moyenne des températures moyennes s'abaisse de 3,5 à 7°C pour 10 km vers le nord, suivant qu'il s'agit d'une année chaude, ou d'une année froide. Si le gradient des températures minimales est faible (2,7°C pour 100 km), celui des températures maximales est très important (11°C pour 100 km). Toutefois, les résultats de nos calculs montrent qu'il reste difficile de proposer un gradient général pour la variation latitudinale de température, d'autant que le contexte local des stations se traduit par des effets d'abri ou des phénomènes de réchauffement adiabatiques influant sur les valeurs des stations.

4.1.2 Caractéristiques des années 2003 à 2006

Si l'objectif est ici de comparer les données des années 2003, 2004, 2005 et 2006 avec les valeurs de la période 1992 – 2006, nous élargirons quelque peu notre propos en traitant la question de manière chronologique de l'hiver 2002-2003 à l'hiver 2006-2007. Au final, nous pouvons caractériser les épisodes climatiques typiques ou atypiques au cours de notre étude.

Notre période d'étude débute avec une année 2003 qui est celle de tous les extrêmes. Elle débute par un hiver 2002 – 2003 très contrasté. Alors que les mois de novembre et décembre 2002 ont été doux et bien arrosés (Tm > de 1 à 2 °C et PP > de 100 à 200 mm aux normales), les mois de janvier et février 2003 sont marqués par la chute des températures et les faibles cumuls de précipitations (Tm > de 2,5 °C pour janvier et février à Prabouré). Les premières neiges n'apparaissent donc qu'à partir du 8 janvier 2003. Le déficit de précipitations qui apparaît au mois de février marque le début d'une sécheresse qui va durer jusqu'à la fin de l'été, voire même le début de l'automne en altitude. Sur les Hautes Chaumes (Prabouré), le déficit de précipitation atteint 346 mm de février à septembre inclus. Certains mois, comme mars, avril, juin et juillet enregistrent des déficits mensuels de précipitations de plus de 50 mm. De nombreux records de température sont battus et les moyennes mensuelles dépassent les normales de plus de 1°C sur toute la

période. Ainsi, durant le printemps et l'été 2003, les températures moyennes journalières vont dépasser une trentaine de fois les 25°C à Prabouré et plus de soixante dix fois à Chalmazel (860 m). Avec des températures hors normes (Tm > de 4 à 5 °C aux normales), la canicule de la première quinzaine d'août marque ainsi le point d'orgue de cet épisode. À la Chamba (1250 m), la température journalière dépasse 12 fois les 30°C, ce qui est exceptionnel à cette altitude. Après cette sécheresse et ces fortes températures, la fin de l'année est marquée par la froideur du mois d'octobre (Tm < de 2 à 3°C) et les forts cumuls de précipitations d'octobre et décembre (PP > de 50 à 100 mm). Le 1er et le 2 décembre un épisode cévenol provoque des crues et des inondations très importantes. Les précipitations atteignent 200 mm en deux jours au sud du massif et 125 mm vers le Nord. A cette occasion, les premières neiges recouvrent le massif du Forez.

Après un hiver 2003 – 2004 conforme aux normales, le printemps est marqué par des températures moyennes mensuelles inférieures aux normales (1 à 2 °C de mars à mai), ce qui permet le maintien d'un manteau neigeux continu d'une vingtaine de centimètres jusqu'en mars / avril. Bien que les cumuls de précipitations soient inférieurs aux normales, le nombre de jours avec précipitations est important, ce qui traduit une alimentation faible, mais régulière du manteau neigeux. Les dernières chutes de neige se produisent début mai. Si la fin du printemps accuse un déficit de précipitations, l'été est très humide avec des cumuls de précipitations records au mois d'août. En juillet et en août, les précipitations à Prabouré sont supérieures de 165 mm par rapport aux normales. On compte, durant l'été, 36 jours avec précipitations, dont 15 avec des cumuls journaliers supérieurs à 10 mm. Si les valeurs globales de l'automne sont conformes aux normales, cela ne doit pas masquer les particularités d'un mois d'octobre très humide (191,4 mm à St-Bonnet-le-Château) et d'un mois de novembre très froid (Tm < de 1,5°C aux normales), qui compensent le reste de la période plus douce et sèche.

Le début de l'année 2005 est relativement froid, notamment en février. Ainsi, le 28 février 2005 la température moyenne journalière à Prabouré s'abaisse à -14,1°C (la température minimale instantanée sera enregistrée le 1er mars 2005 avec -17,9°C). Cela permet le maintien de l'épais manteau neigeux (40 à 50 cm) qui s'est mis en place sur les Hautes Chaumes fin décembre 2004. Il reste continu jusqu'à mi-avril où se produisent d'importantes précipitations neigeuses (plus de 100 mm les 15 et 16). Cette neige tardive va rapidement disparaître suite à un redoux qui donne des allures estivales à la fin du mois d'avril. L'été 2005 est marqué par la fraîcheur, la faiblesse de l'ensoleillement et le faible

total de précipitations avec seulement 146 mm à Chalmazel par exemple. Si le nombre de jours avec des températures journalières supérieures à 25°C est important à 800 m, en altitude en revanche, les moyennes mensuelles de juillet, août et septembre sont légèrement inférieures aux normales (-1 à -2°C). Sans que les mois d'octobre, novembre et décembre ne soient marqués par des déficits de précipitation très importants, l'automne est relativement sec. Le froid s'installe fin novembre et permet les premières chutes de neige. Il s'accentue en décembre où l'on dénombre 7 jours avec des précipitations neigeuses.

L'hiver 2005 – 2006 est bien enneigé du fait de précipitations conformes ou légèrement supérieures aux normales (20 à 80 mm d'excédent en mars), et de la fraîcheur des températures. Le manteau nival est important et continu et se maintient jusqu'en avril. Le printemps 2006 voit le passage de perturbations orageuses qui donnent des quantités d'eau très inégales suivant les secteurs. Les totaux mensuels des précipitations du printemps, de l'été et de l'automne sont très proches des normales. Il n'en est pas de même pour les températures. En effet, à partir de juin la chaleur va marquer toute la fin de l'année 2006 avec des températures moyennes mensuelles supérieures de 1 à 3°C aux normales en juin, juillet, septembre, octobre, novembre et décembre. Si le froid marque le début du mois de juin avec des gelées le 2 et le 3, la chaleur s'installe rapidement et les 30 °C sont souvent dépassés. Juillet 2006 bat les records des températures moyennes maximales et minimales connus dans le département. Après ces deux mois chauds, le mois d'août très frais (Tm < de 2 à 4 °C aux normales) marque une pause dans la chaleur avant un automne et un début d'hiver très doux. L'arrivée de l'hiver est donc très tardive après la douceur exceptionnelle de décembre 2006 et janvier 2007. Les Monts du Forez se couvrent d'un épais manteau neigeux à partir du 22 janvier, mais la douceur du mois de février et de mars ne permet le maintien d'un manteau nival que sur les parties les plus élévées. Au début du printemps 2007 chaud et ensoleillé, succèdent à partir de mai, une fin de printemps et un été frais, arrosés et peu ensoleillés.

Au final, on peut identifier lors de la période 2003 – 2006 des épisodes climatiques conformes ou proches des normales climatiques :

- L'hiver 2003 ;
- L'hiver 2004 et l'automne 2004 ;
- Le printemps 2006 ;

Et des épisodes climatiques hors norme :

- Les sécheresses du printemps et de l'été 2003, et de l'été et de l'automne 2005 ;
- Les fortes précipitations de l'automne 2003, du printemps 2005 et des étés 2004 et 2006 ;
- La fraîcheur du printemps 2004 et des hivers 2005 et 2006;
- La douceur de l'automne 2006 ;

4.2 Résultats des mesures météorologiques et hydrologiques

Nous présentons les résultats par paramètre et non par station pour éviter les redondances. Cela nous permet également de comparer et de mettre en relation les valeurs des différentes stations. En effet, nous avons cherché, autant que possible, à établir des relations entre les valeurs des stations que nous avons installées et les stations Météo France les plus proches situées en altitude (au Col du Béal, 1390 m et à Prabouré, 1260 m). L'objectif est double :

- Il s'agit dans un premier temps de s'assurer de la validité de nos séries de mesure. Cette démarche nous a, par exemple, permis de résoudre les problèmes de paramètrage des sondes de températures de Gourgon. La comparaison de nos valeurs avec celles des stations de Prabouré ou du Col du Béal a rapidement fait apparaître l'exagération des valeurs mesurées à Gourgon (de plus de 5°C). Au final, il est apparu que lors du paramétrage du système d'aquisition CYR2 chez notre fournisseur, la résistance ohmique des cables des différentes sondes n'avait pas été prise en compte. En effet, cette résistance, dont la valeur dépend uniquement de la longueur du cable (15 m dans notre cas), s'ajoute à celle mesurée par la sonde PT100. Après calcul, nous avons reparamétré le CYR2 et corrigé les données obtenues en enlevant 6,9 °C.
- Dans un deuxième temps, la mise en évidence de relations entre les paramètres des différentes stations peut permettre de compléter les valeurs manquantes dans les séries de données. En effet, compte tenu de la chronologie d'installation du matériel et des divers problèmes techniques que nous avons pu rencontrer, les séries de données sont incomplètes. Afin de se faire une idée des totaux ou des valeurs moyennes mensuelles et annuelles, il est intéressant de compléter les séries de données à l'aide de valeurs calculées à partir d'enregistrement d'autres stations.

Pour cela, il faut qu'il y ait une relation claire entre les valeurs du paramètre considéré mesurées aux différentes stations.

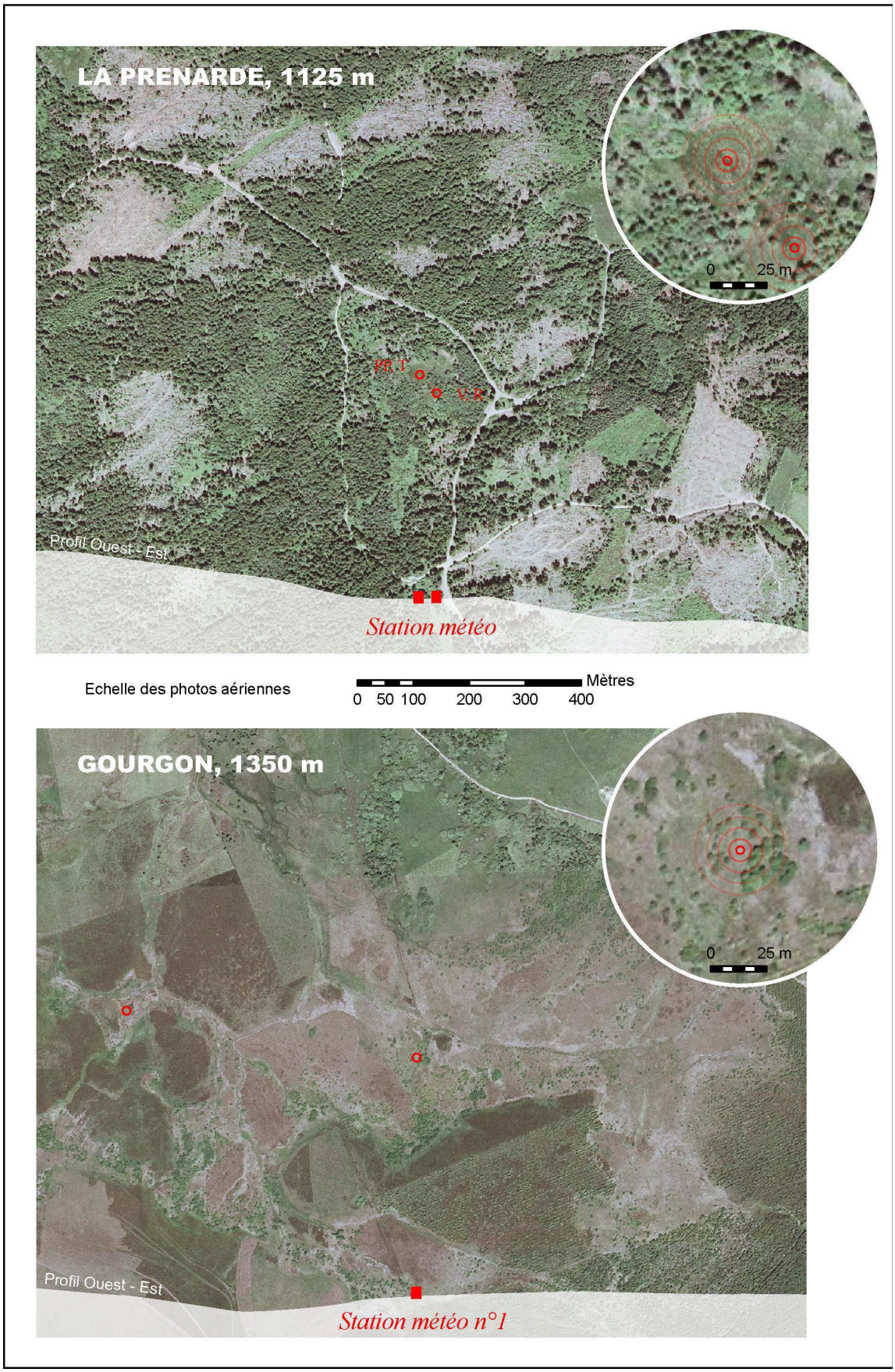
Toutefois, la variabilité des paramètres météorologiques est très forte d'une station à l'autre. En effet, au-delà des variations liées à l'altitude, à l'exposition ou au contexte topographique local, le type de matériel de mesure et les caractéristiques d'implantation de la station influent sur les valeurs mesurées. Météo France a établi, depuis 1999, en suivant les recommandations de l'Office Météorologique Mondial, une méthode de classification des sites de mesure qui comporte 5 classes [Leroy 1999]. Ainsi, pour la mesure des précipitations, on prend en compte la distance aux obstacles les plus proches, définis comme des objets dont la valeur angulaire est supérieure à 10°, et la pente du site d'installation. Les critères pour la mesure des températures tiennent compte de la pente, de la distance aux sources de chaleur artificielle, de la distance aux étendues d'eau, de la présence d'ombre portée au sol, mais également de la hauteur de la végétation de surface. Pour le rayonnement, seule la présence d'obstacle et d'ombre portée sur le capteur entre en compte. Enfin, concernant le vent, les critères sont complexes. Nous ne les détaillerons pas car ils s'appliquent à la mesure des vitesses et des directions à 10 m de hauteur, ce qui ne correspond pas au type de mesure que nous avons choisi d'effectuer.

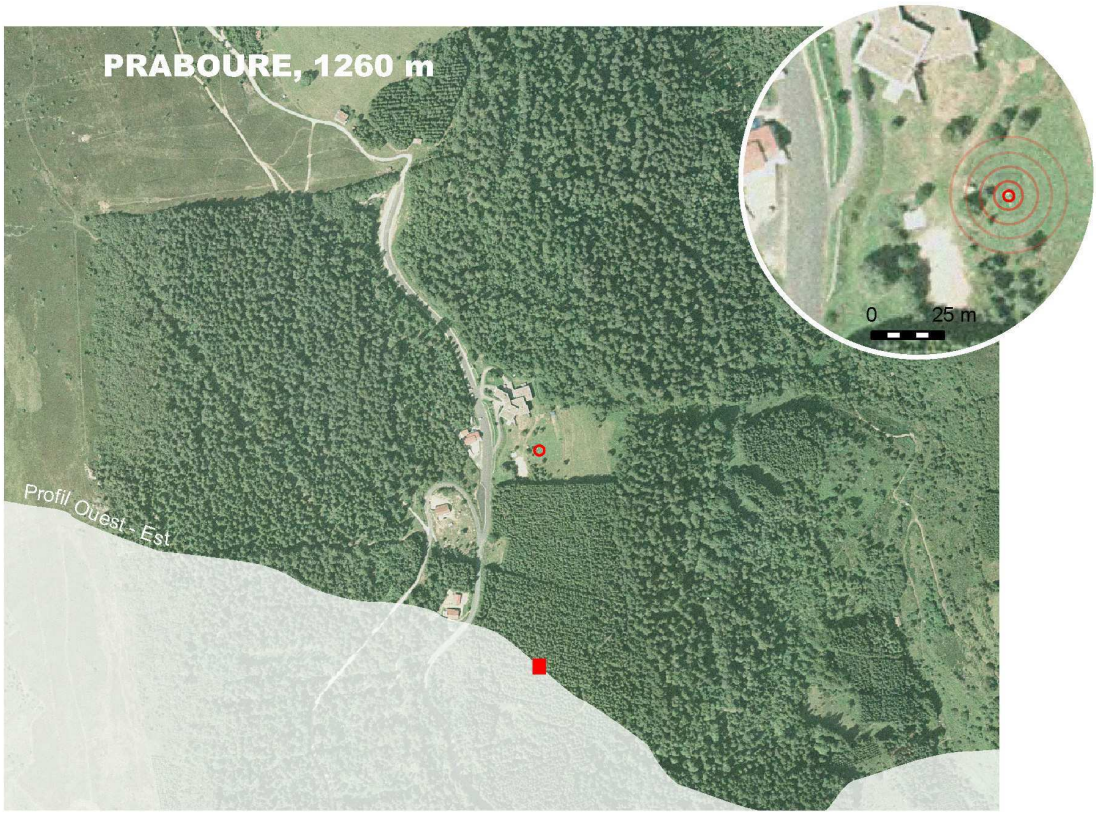
Par convention, la classe 1 indique que le site respecte les critères de l'OMM pour la mesure d'un paramètre donné. Les classes 2 à 5 indiquent un niveau d'incertitude des mesures croissant, que l'on peut traduire en marge d'erreur. Ainsi, la marge d'erreur pour la mesure des précipitations d'un site classé 2 est estimée à 5% et dépasse 10% pour un site classé 3. Pour la mesure des températures, elle est d'environ 1°C pour les sites de classe 3 et dépasse 2°C pour les sites de classe 4. La classification des stations Météo France que nous avons sélectionnées, nous a été communiquée par le responsable Météo France du département du Puy de Dôme, Monsieur Krummenacker.

- La station de Prabouré est classée 2 pour les précipitations et 3 pour les températures ;
- La station du Col du Béal est classée 1 pour les précipitations et 3 pour les températures, le vent et le rayonnement.

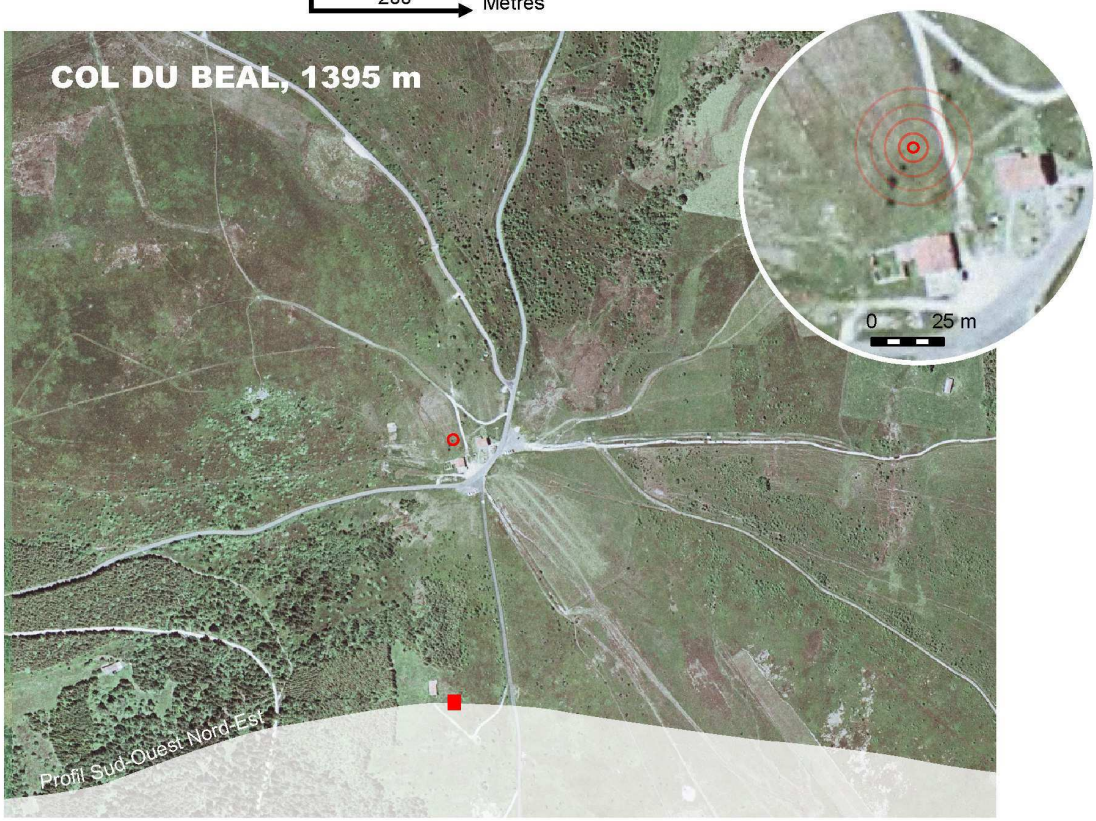
Même si la localisation de nos appareils (Fig.44) répond à des objectifs très différents de ceux de Météo France, en appliquant les critères de classification aux sites que nous avons équipés, nous obtenons les classes suivantes :

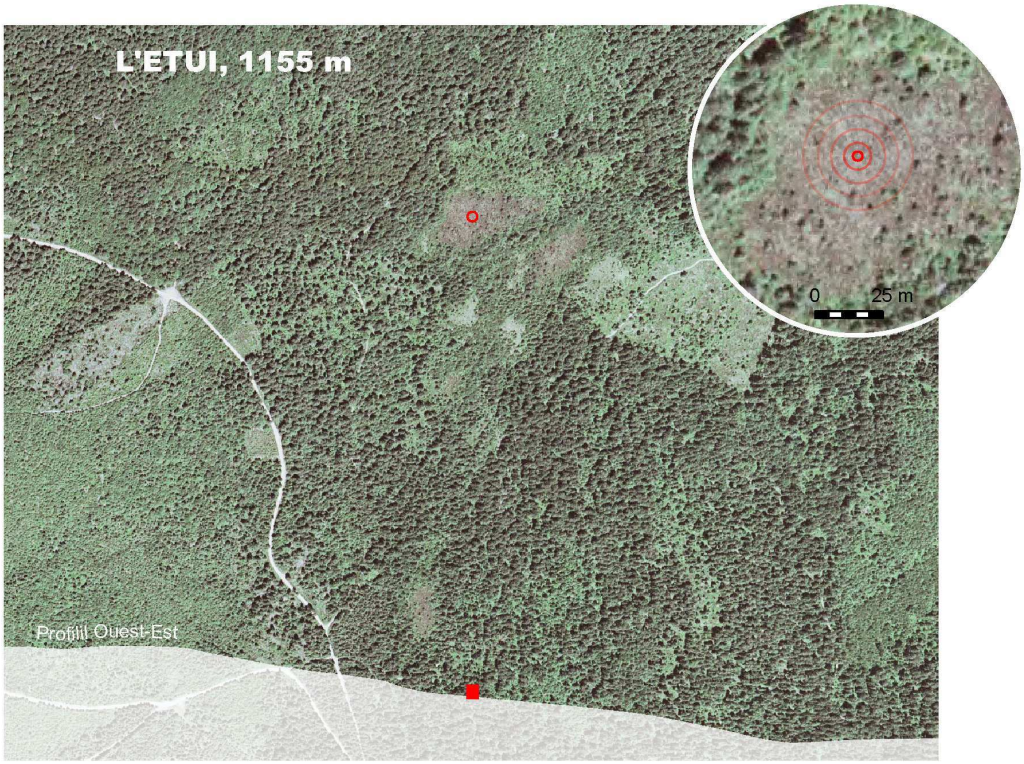
Figure 44 - Situation des stations météorologiques d'étude





Echelle des profils 50 200 Mètres

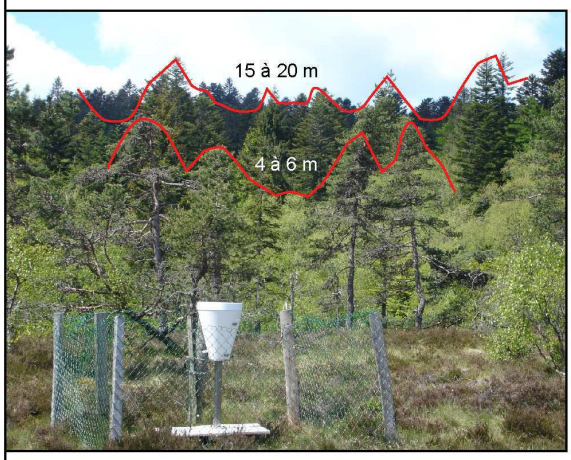




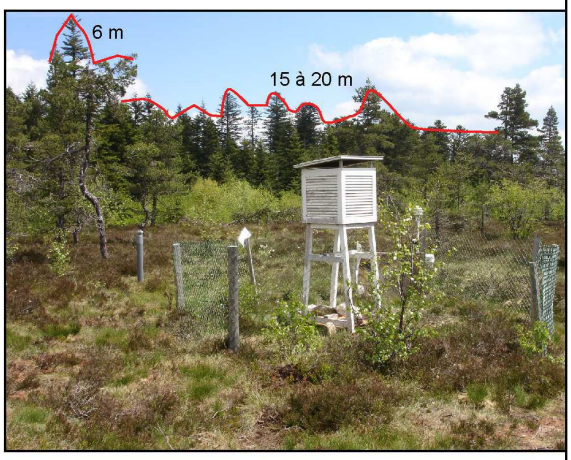
Echelle du profil 50 200 Mètres

Echelle de la photo aérienne 0 50 100 200 300 400 Mètres

Vue vers le Sud-Ouest

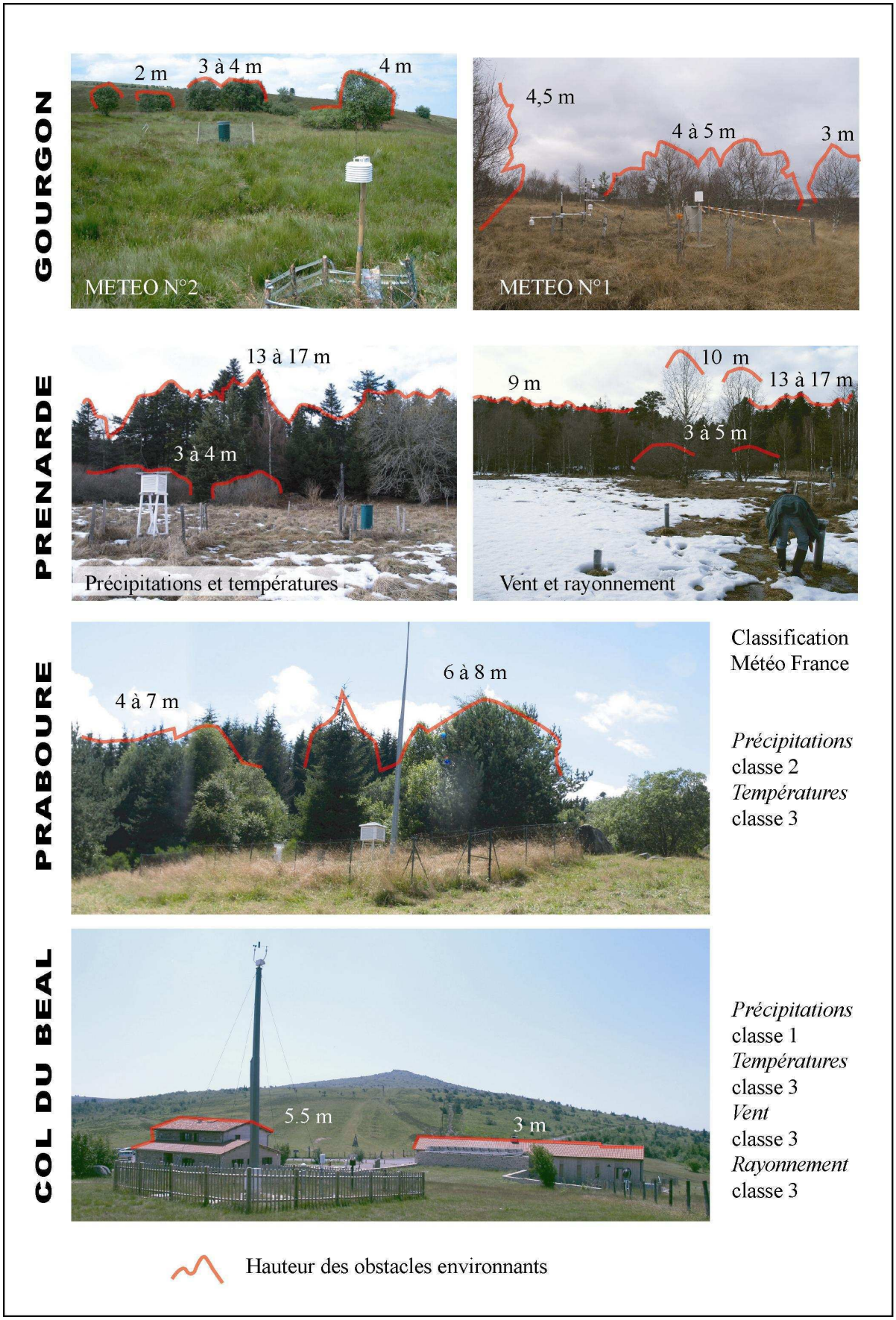


Vue vers le Nord-Est



Hauteur des obstacles environnants

Figure 45 - Implantation des stations météorologiques du Haut Forez



- La mesure des précipitations sur le site de la Prenarde peut être classé 2. Au-delà de cette classification Météo France, ce site nous paraît très favorable à la mesure des précipitations, car il correspond clairement aux conditions idéales d'implantation décrites par l'OMM. En effet, il s'agit d'une clairière au cœur de la sapinière (Fig.44). La distance entre le pluviomètre et les arbres, dont la hauteur est relativement uniforme, est d'environ deux fois la hauteur des obstacles (Fig.45). Il semble donc que pour ce site les enregistrements soient très fiables. Pour la mesure des températures et l'humidité, la station est classée 3. S'il n'y a pas de source de chaleur artificielle ou de plan d'eau à proximité, la hauteur de la végétation locale n'est pas inférieure à 25 centimètres. La présence d'obstacles vus avec une hauteur angulaire supérieure à 10° classe le site dans la catégorie 4 pour la mesure du rayonnement. Toutefois, l'objectif ici n'est pas de satisfaire aux critères de classification Météo France, mais de mesurer ces différents paramètres dans le contexte spécifique des milieux tourbeux. Seules une implantation non représentative du contexte tourbeux ou la présence de source de chaleur artificielle sont donc des facteurs discriminants.

- Les premiers équipements que nous avons installés sur le site de Gourgon constituent la station n°2. Ils peuvent être classés 1 pour les températures et les précipitations. Si ces critères d'implantation sont bons, nos observations sur le terrain nous ont conduit à choisir un emplacement plus abrité du vent pour l'installation du pluviomètre de la station automatique (n°1). En effet, ne disposant pas de système de protection contre le vent, notre choix s'est orienté vers un espace ouvert, au coeur d'un secteur boisé par des bouleaux, plus représentatif de la dynamique actuelle de la tourbière (Fig.44 et 45). La mesure des précipitations peut y être classée 2, celle des températures et de l'humidité 3, et du rayonnement 4.

- Enfin, pour le site de l'Etui, la mesure des températures et de l'humidité peut être classée 1, tout comme celle des précipitations. Comme pour la station de la Prenarde, les équipements sont installés dans une clairière au cœur de la sapinière (Fig44). Compte tenu de la topographie saillante de la tourbière, le rapport entre la distance et la hauteur des obstacles les plus proches, est supérieur à 4. Il s'agit donc d'un site particulièrement propice à la mesure des précipitations, mais également des températures.

Tableau 8 - Bilan des enregistrements à pas de temps horaire

		PRENARDE					GOURGON												ETUI	
		PP	T	Ri	Rs	V	RR	T0	T2	T3	U2	U3	Ri	R	V1	V2	V3	V4	PP	T
2002	J	744	744																	
	A	744	744																	
	S	720	720																	
	O	744	744																	
	N	720	720																	416
	D	744	744																	744
2003	J	744	744																	744
	F	720	720																	672
	M	744	744																	744
	A	720	720					539												720
	M	744	744					744												202
	J	720	720					720												
	J	744	744					202												
	A	744	744																	
	S	720	720					632												
	O	744	744					744												
	N	720	720					720												276
	J	744	744					744												744
2004	J	744	744					744												744
	F	696	696					696												696
	M	744	744					744												744
	A	720	720					720												720
	M	744	744					744												744
	J	720	720					720												658
	J	744	744					309												
	A	744	744					744												
	S	720	720	86	86			563												637
	O	744	744	744	744		585													744
	N	720	720	720	720															720
	D	744	744	744	744			591												744
2005	J	744	744	744	744		494	744												744
	F	672	672	672	672	299	672	672												672
	M	744	744	744	744	744	744	744												744
	A	720	720	704	704	720	720	718												720
	M	744	744	744	744	333	744	744												744
	J	720	720	720	720		720	719												720
	J	744	744	744	744		744	744												744
	A	744	744	742	742		744	744												744
	S	720	720	697	697		720	720												720
	O	744	744				744	743												744
	N	720	720	486	486	488	720	540												720
	D	720	720	744	744	744	721													720
2006	J	744	744	744	744	744	744													744
	F	672	672	672	672	672	672													672
	M	744	744	529	281	528	744		10				11	11	11	11	11	11		744
	A	720	720	506		506	720		408				720	720	720	720	720	720		720
	M	744	744				744		520	72			744	744	744	744	744	744		744
	J	720	720	243	217	242	720		720	720			720	720	720	720	720	720		720
	J	744	744	152	152	152	600		600	600			688	688	688	688	688	688		744
	A	744	744	744	744	743	576		208	551			744	744	744	744	743	744		744
	S	720	720	720	720	720	641		353	456	86	168	720	720	720	720	720	720		720
	O	744	744	744	744	744	744		744	744	407	744	744	744	744	744	744	744		744
	N	720	720	720	720	718	720		720	720	340	720	720	720	720	720	720	720		720
	D	744	744	744	744	744	744		744	744	373	744	744	744	744	744	744	744		744
2007	J	744	744	744	744	744	744		744	744	163	744	744	744	744	744	743	744		744
	F	672	672	68	68	68	672		672	672	115	672	672	672	672	671	671	672		672
	M	744	744				744		744	744	357	744	744	744	744	744	744	744		744
	A	720	720				720		720	720	503	701	720	720	720	720	720	720		720
	M	744	744	330	330	330	744		744	744	194	744	744	744	744	744	744	744	744	744
	J	720	720	659	659	659	720		720	720	39	720	720	720	720	720	720	153	720	720
	J	744	744	609	609	609	744		744	744	183	744	744	744	744	744	743		744	744
	A	744	744	324	324	324	744		744	744	73	744	744	744	744	744	744		744	744
Nombre de valeurs		45288	45288	19287	18507	12575	23273	19452	10859	10439	2833	8189	12454	12454	12454	12453	12450	10399	2952	33914

Au final, et malgré les lacunes existantes dans les séries de données, le nombre de valeurs à traiter est considérable. La plus longue série de données, de juillet 2002 à juin 2007, représente 1826 valeurs journalières et 45288 valeurs horaires (Tab.8). Toutefois, compte tenu du volume d'informations, les données enregistrées sur papier (précipitations, températures ou l'hygrométrie à la Prenarde) n'ont pas encore toutes fait l'objet d'une saisie informatique au pas de temps horaire. Si l'ensemble des valeurs journalières a été saisi, seules les séquences les plus intéressantes ont été traduites en données horaires. L'accumulation des données des différents paramètres pour nos trois stations, nous a conduit à mener une réflexion sur l'organisation et la gestion de ces données [Cubizolle et al. 2006]. Pour cela, nous avons mis en place un protocole pour la récupération des données, avec des fiches pratiques précisant le formatage et les procédures d'exportation des fichiers de données. Si un embryon de système de gestion de base de données (SGBD) a été mis en place, l'outil testé s'est montré trop limité pour répondre à notre objectif de mise à disposition libre des données via internet (http://www.univ-st-etienne.fr/crenam/chercheur/porteret/meteo/accueil_meteo_UJM.html). De prochains développements devront combler cette lacune.

4.2.1 Paramètres climatiques

Les séries de données que nous avons obtenues pour les différentes stations et les différents paramètres sont très hétérogènes (Tab.8). Si aujourd'hui, l'ensemble des appareils est opérationnel, l'installation et la gestion des trois stations nous ont confrontés à divers problèmes pour la maintenance et le paramétrage des équipements. Au final, les périodes d'enregistrement n'étant pas toujours comparables, nous avons donc cherché, autant que possible, à établir des relations entre les différentes stations. L'objectif est de pouvoir compléter les valeurs manquantes des séries de données pour l'étude des épisodes météorologiques et hydrologiques marquants du fonctionnement des bassins versants. Pour cela, nous nous sommes appuyé sur les données des postes Météo France de Prabouré et du Col du Béal.

4.2.1.1 Pluviométrie

La fiabilité du pluviomètre et le relevé hebdomadaire des données de la station de la Prenarde, nous ont permis d'obtenir une série de données de référence entre juillet 2002 et juin 2007. L'ensemble des observations que nous pouvons faire ici est conforme au contexte climatique que nous avons présenté précédemment.

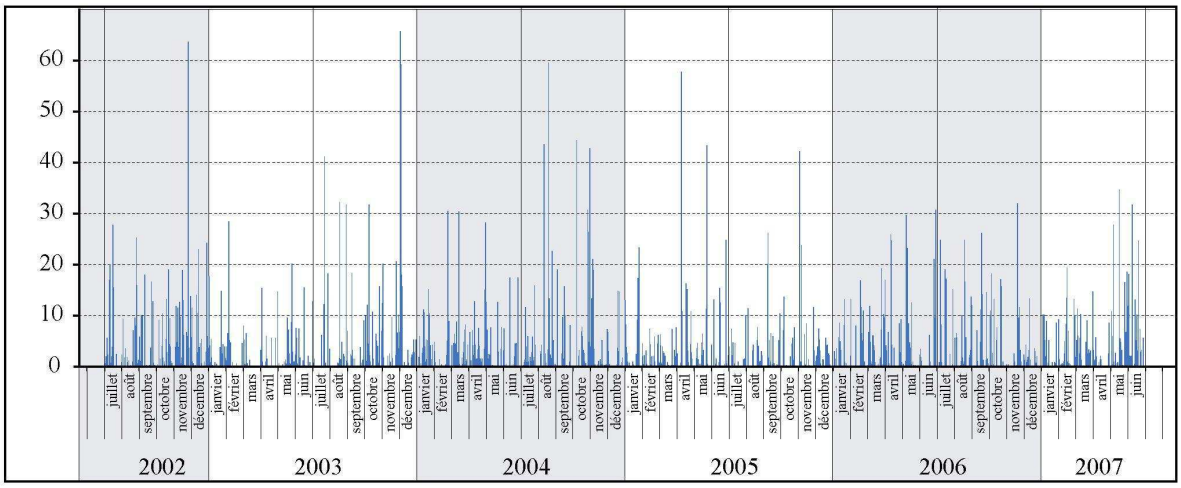
Figure 46 - Données pluviométriques : la Prenarde

Station de la Prenarde, bassin versant du Chantereine - 1125 m

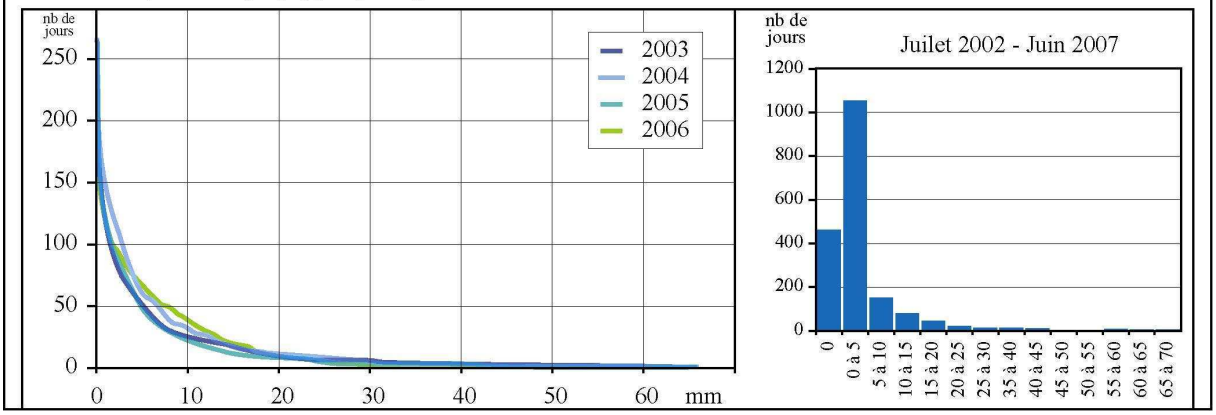
Année	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre	Total
2002							104.3	94.5	79.4	89.9	204.0	144.2	
2003	53.8	60.0	27.0	50.9	65.6	56.8	87.4	87.5	46.1	149.3	75.1	184.6	943.8
2004	113.1	49.4	109.7	123.7	56.8	55.2	62.2	177.5	70.4	193.6	91.1	66.5	1169.0
2005	87.4	46.5	52.8	147.7	89.4	78.8	34.2	44.3	85.7	86.1	62.2	51.2	866.2
2006	66.2	63.7	128.2	95.8	102.7	72.9	101.3	107.9	95.2	94.3	67.0	37.5	1032.7
2007	66.4	96.7	95.7	29.0	175.5	116.5							
Moy.	77.4	63.3	82.7	89.4	98.0	76.0	77.9	102.3	75.4	122.6	99.9	96.8	1061.5

PRECIPITATIONS MENSUELLES

PRECIPITATIONS JOURNALIERES



PRECIPITATIONS CUMULEES



La moyenne des totaux mensuels sur cette période, nous permet de calculer un total annuel moyen de 1061,5 mm de précipitations (Fig.46). Le total minimum de 866,2 mm, enregistré en 2005, peut être considéré comme représentatif d'une année sèche, comme l'a montré le paragraphe 4.1.1.1 ; où seule l'année 1997 présentait des totaux pluviométiques plus faibles. Si l'année 2004 a été la plus arrosée, avec 1169 mm de précipitations, nous pouvons considérer d'après les valeurs de 1999 dans la région, que lors d'années très humides le total pluviométrique approche ou dépasse 1400 mm à la Prenarde (cf Fig.43). L'année 2007 est pour l'heure, l'année la plus arrosée que nous ayons enregitrée avec 1190 mm. L'année 2008 pourrait être un nouveau maximum à la Prenarde, puisqu'au fin septembre il était déjà tombé 880 mm de précipitations.

Il pleut, ou du moins le total des précipitations n'est pas nul, les trois quarts de l'année (74,9%). En effet, on enregistre seulement 92 jours en moyenne sans aucune précipitation (Fig.46). Toutefois, cette faible valeur est à relativiser, puisque nous comptabilisons 97 jours (26,5%) avec des précipitations inférieures à 0,2 mm. Nous pouvons considérer ce type de précipitations comme la captation, par condensation sur les parois du pluviomètre, des phénomènes de rosée ou de brouillard. Cela traduit le contexte humide entretenu par la tourbière et par la forêt.

Ces phénomènes de captation de la rosée sont particulièrement importants de juin à octobre où ils représentent plus de 30% des valeurs journalières. Le nombre de jours avec précipitations supérieures à 1 mm n'est plus que de 127 (36,9%) et celui avec des précipitations journalières supérieures à 10 mm est encore divisé par trois (33 jours, soit 9%). Durant l'automne, la fréquence et la quantité d'eau précipitée lors des averses augmentent et la part des précipitations journalières supérieures à 5 mm (> 20%), dépasse celle des précipitations journalières comprise entre 1 et 5 mm.

Les précipitations mensuelles moyennes sur la période de mesure varient entre 63,3 mm pour février et 122,6 mm pour octobre. Les records mensuels ont été enregistrés en mars 2003 pour le minimum avec 27 mm de précipitations et en novembre 2002 pour le maximum avec 204 mm de précipitations.

Pour notre analyse hydrologique, il est intéressant d'identifier des séquences hydroclimatiques moyennes et extrêmes pour observer la réaction des bassins versants. Nous avons calculé des totaux sur 3, 5, 7, 15 et 31 jours, pour faire apparaître les périodes particulièrement sèches ou humides.

L'épisode cévenol du 1er au 3 décembre 2003 constitue l'événement pluvieux le plus important, avec 143 mm d'eau précipitée, sans interruption, en 3 jours. C'est durant cet épisode que le record des précipitations journalières est atteint, avec 65,75 mm le 1er décembre. Ces précipitations se traduisent par des cumuls sur 15 jours (191,5 mm) et 31 jours (220,7 mm) très importants. Pourtant, si l'on observe les quinze jours précédents et suivants cet épisode, nous pouvons constater qu'il intervient entre deux périodes relativement sèches. En effet, il n'est tombé que 4,2 mm de précipitations du 17 au 23 novembre et seulement 5,7 mm entre le 5 et le 19 décembre. La fin du mois d'octobre 2004 est un autre cas de figure intéressant. En effet, c'est le 6 octobre et le 5 novembre 2004 qu'est enregistré le maximum des précipitations sur 31 jours avec un total de 252,2 mm. Toutefois, au cours de cette période, le maximum des précipitations journalières ne dépasse pas 42,8 mm. L'important total sur 31 jours est lié à un épisode de douze jours consécutifs avec précipitations, soit un total de 173,3 mm sur 15 jours entre le 22 octobre et le 05 novembre. Ainsi, parmi les épisodes pluvieux marquants nous pouvons faire ressortir les périodes suivantes :

- Le mois de novembre 2002, avec 8 jours de précipitations supérieures à 10 mm, dont le 24 novembre où elles atteignent 63.7 mm sur la journée.
- Du 23 novembre au 4 décembre, avec le point culminant du 1er au 3 décembre 2003.
- Du 10 au 24 d'août 2004 et plus particulièrement la période du 16 au 20 avec 82,9 mm de précipitations en 5 jours.
- Du 25 octobre au 5 novembre 2004, où, sur 12 jours consécutifs de précipitations, 6 présentent des totaux journaliers supérieurs à 10 mm.
- Du 6 au 21 avril 2005, avec un épisode de 72,4 mm en 3 jours entre le 7 et le 9 avril, dont 57,7 mm le 7.
- Enfin, du 18 mai au 17 juin 2007, où l'on compte 8 jours avec des précipitations supérieures à 10 mm (176 mm sur 31 jours).

L'année 2006 est particulièrement intéressante, car nous observons peu d'événements extrêmes. Mis à part le dernier trimestre et un épisode sec en mai et juin, les épisodes pluvieux sont moyens et réguliers. Pour cette raison, nous pouvons constater que les totaux mensuels sont conformes aux moyennes calculées sur la période 2002 – 2007. Ainsi pour

l'analyse du comportement hydrologique des bassins versants, nous pourrons considérer certaines séquences de l'année 2006 comme représentatives de situations normales.

Concernant les périodes sèches, l'année 2003 est particulièrement intéressante avec plusieurs quinzaines de jours dont le total des précipitations est inférieur à 5 mm (6 de janvier à août). C'est au cours de cette année 2003 qu'a été enregistrée la plus longue période sans précipitations (18 jours, du 13 au 30 mars 2003). Toutefois, la période totalisant le moins de précipitations a eu lieu du 17 mai au 23 juin 2006 avec seulement 19,6 mm de précipitations. Ces épisodes de sécheresse sont intéressants pour l'analyse des réactions des nappes et des écoulements de surface dans les bassins versants. Il s'agit :

- Du 17 juillet au 16 août 2002 où le total des précipitations ne s'élève qu'à 26 mm.
- Du 11 au 26 février 2003, avec seulement 1 jour et 0,65 mm de précipitations sur la quinzaine.
- Du 2 au 30 mars 2003, période pendant laquelle nous avons enregistré 18 jours sans précipitation (19,1 mm sur 31 jours).
- Du 31 juillet au 14 août 2003, épisode de la canicule où le total des précipitations n'est que de 1,4 mm principalement du fait de la captation de la rosée.
- La première quinzaine de février 2004 où il est tombé moins de 2 mm de précipitations.
- Du 3 au 17 janvier 2005, et seulement 3,7 mm de précipitations.
- Du 11 au 23 juillet 2005, où l'on ne comptabilise que 2 jours de précipitations représentant 2,3 mm.
- Du 17 mai au 23 juin 2006 et parce que sur 38 jours seulement 3 totalisent des précipitations supérieures à 2 mm (maximum le 16 juin avec 6,2 mm). Il n'y a eu aucun jour avec précipitations entre le 3 et le 15 juin.
- Enfin, du 21 octobre au 10 novembre 2006 où aucun enregistrement journalier ne dépasse 0,4 mm.

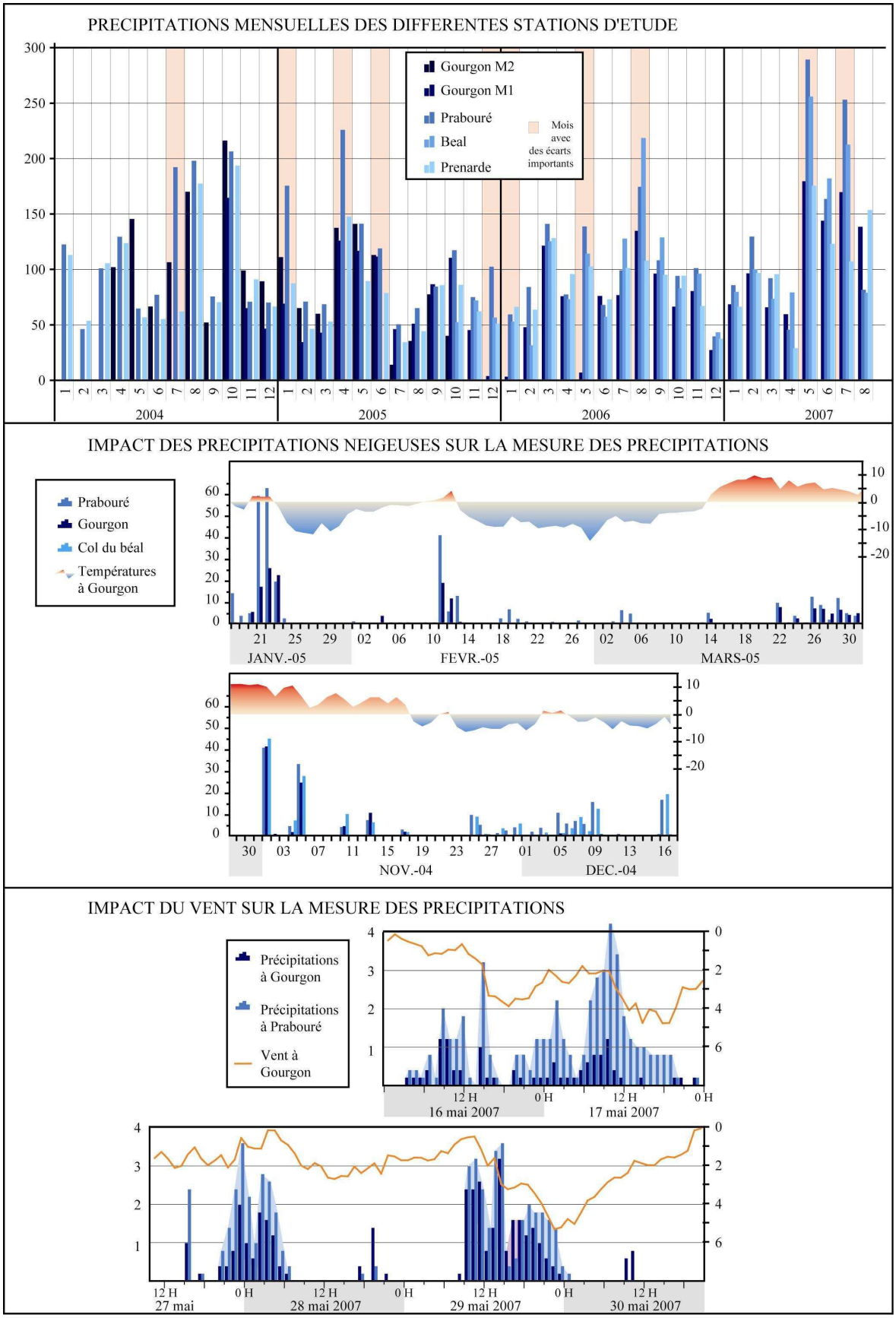
Les épisodes que nous venons de présenter ici nous serviront pour choisir les séquences hydrométéorologiques que nous étudierons plus loin.

Intéressons nous maintenant aux précipitations sur le site de Gourgon. Nous disposons de deux séries de données. D'avril 2004 à mai 2005, il s'agit des quantités d'eau collectées dans le pluviomètre de la station n°2, relevées toutes les quinzaines environ. Depuis octobre 2004, il s'agit de relevés horaires et des totaux journaliers à la station n°1. Malheureusement, ces séries de données sont incomplètes et souffrent de nombreuses lacunes. Commençons donc dans un premier temps par apporter quelques précisions sur l'enregistrement des précipitations à Gourgon.

Pour cela, nous avons mis en relation les valeurs mensuelles à Gourgon avec celles des stations de Prabouré, du Col du Béal ou de la Prenarde sur la période 2004 – 2007 (Fig.47). Si l'on exclut les mois pour lesquels il manque des valeurs (problèmes de paramétrage ou d'alimentation électrique), les précipitations à Gourgon sont en moyenne équivalentes à celles de la Prenarde, située 225 m plus bas en altitude. Elles ne représentent que 80% des précipitations mesurées au Col du Béal et 77% de celles enregistrées à Prabouré. Il apparaît clairement que les valeurs de précipitations mesurées à Gourgon sont sous estimées. Les totaux mensuels sont inférieurs, en moyenne, de 20 à 25 mm par rapport à ceux des stations de Prabouré et du Col du Béal, situées à des altitudes comparables. Des trois postes de mesure, c'est donc la station de Prabouré, pourtant située la plus basse en altitude (1260m), qui enregistre la quantité de précipitations la plus importante. L'écart est d'autant plus important que le mois est humide. Ainsi, en mai 2007, entre Gourgon et Prabouré, l'écart de précipitation dépasse 100 mm. La situation d'implantation de cette station, sur un versant en pente raide (25%) à l'abri d'une haie d'arbres, explique sans aucun doute ce différentiel dans la captation des précipitations.

En effet, les stations de Gourgon et du Col du Béal sont plus exposées au vent, qui est le principal facteur de perturbation de la mesure pluviométrique. L'analyse des valeurs horaires et journalières fait clairement apparaître l'impact du vent et de la neige (Fig.47). En effet, l'écart entre les précipitations mesurées aux deux stations augmente avec la vitesse du vent (Fig.47). Malgré la localisation de la station météo n°1 de Gourgon au cœur d'un bosquet de bouleaux, les séquences horaires du 16 au17 mai et du 27 au 30 mai 2007 illustrent les problèmes de captation liés au vent. L'écart atteint jusqu'à 3 mm par heure au profit de la station de Prabouré. Les 16 et 17 mai 2007 34,2 mm de précipitations supplémentaires sont enregistrés à Prabouré. La variation des écarts horaires correspond aux variations de la vitesse du vent mesurée à Gourgon.

Figure 47 - Comparatif des données pluviométriques aux différentes stations



De même, l'hiver, lors de période de baisse durable de la température sous 0°C, l'écart augmente entre le total des précipitations à Prabouré et à Gourgon, d'autant que le pluviomètre de Gourgon n'est pas équipé de dispositif de chauffage. Le phénomène est bien illustré sur la figure 47. Entre le 14 février et le 14 mars 2005, seulement 2,2 mm de précipitations étaient enregistrés à Gourgon, lorsque le pluviomètre de Prabouré mesurait 27,8 mm. Entre le 17 novembre et le 16 décembre 2005, l'écart entre les deux stations s'élève à 89 mm (1,8 mm à Gourgon et 90,8 mm à Prabouré). Pour l'heure, la mise en place d'un dispositif de chauffage n'a pas été possible. La résistance utilisée pour faire fondre la neige consomme beaucoup d'énergie. Or, la station étant installée au cœur de la tourbière à plus de 3 Km de la ligne électrique la plus proche, ce système de chauffage aurait nécessité un changement et un rechargement des batteries dont l'autonomie reste limitée. Un tel système nécessite un accès facile à la station en période hivernale, ce qui n'est pas le cas ici lorsque l'enneigement des routes nous contraint à faire près de 5 km de marche ou de raquette pour atteindre le site.

Ces observations peuvent être mises en parallèle avec les remarques de la Note Interne de la DSO concernant l'estimation de l'incertitude de mesure des précipitations [Leroy 2000]. En effet, elle identifie les différentes causes d'erreur de mesure qui peuvent expliquer la mauvaise captation des précipitations à Gourgon. De par sa forme, le pluviomètre génère, en présence de vent, des turbulences qui perturbent la captation. L'ordre de grandeur des erreurs liées aux turbulences provoquées par l'instrument est de 10% pour des vents de 5 $m.s^{-1}$ et de 25% pour des vents de 10 $m.s^{-1}$.

Météo France n'utilisant pas de correction pour les déficits dus au vent, les différences entre les valeurs de Gourgon, de Prabouré et du Col du Béal sont plus à chercher au niveau du contexte d'implantation des appareils. En effet, aux turbulences créées par le pluviomètre s'ajoutent celles liées aux obstacles environnants. L'ordre d'erreur est établi en fonction des critères de classification des sites Météo France [Leroy 1999]. D'une manière générale, on considère à 5% la marge d'erreur des sites de classe 2 comme Gourgon. Toutefois, si le vent atteint 5 à 10 $m.s^{-1}$, elle passe à 25%. Lors de précipitations solides, les erreurs sont amplifiées parce que les flocons, moins denses que les gouttes d'eau, sont plus facilement déviés par le vent (10% à 2 $m.s^{-1}$ et plus de 30% au dessus de 5 $m.s^{-1}$).

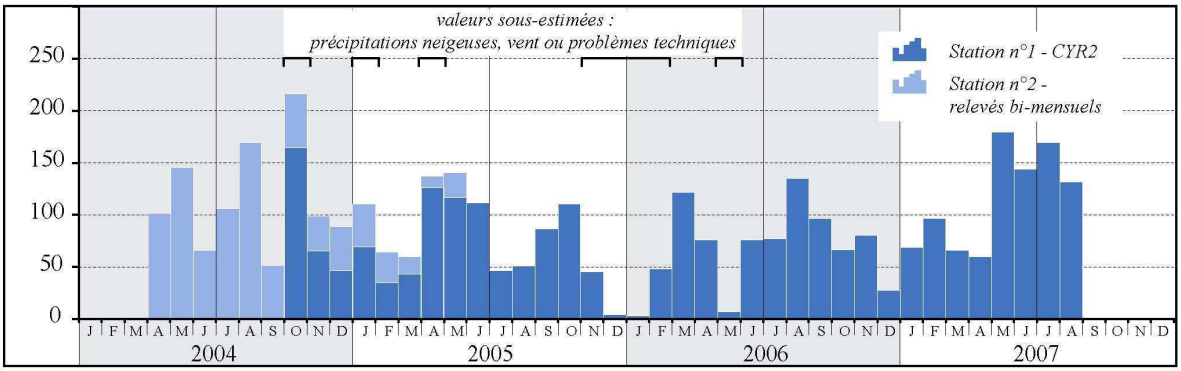
Figure 48 - Données pluviométriques : Gourgon

Station de Gourgon, bassin versant du Chorsin - 1350 m

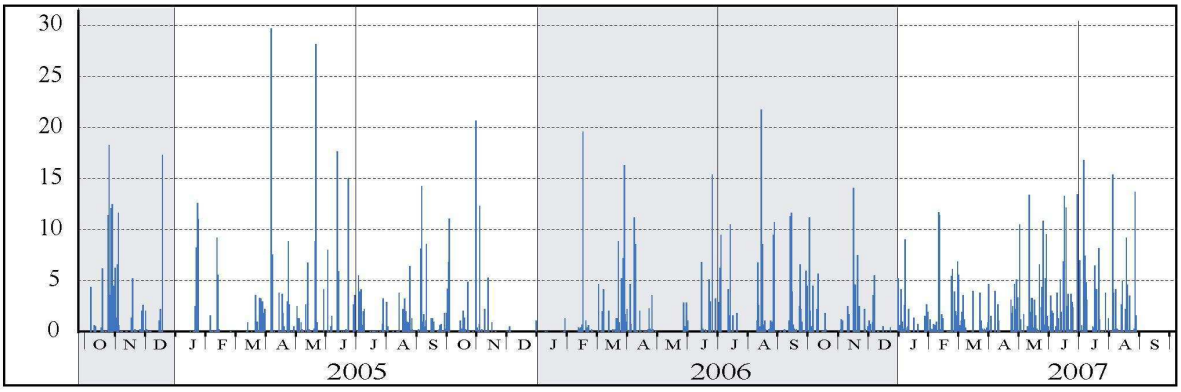
Année	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	septembre	octobre	novembre	décembre
2004										164.6 C	65.0 C	46.6 P
2005	69.2 P	34.4 P	43.0 P	126.0 P	116.8 C	111.6 C	46.2 C	51.0 C	86.6 C	110.4 C	45.2 P	3.8 P
2006	3.2 P	47.8 P	121.4 C	75.8 C	7.0 P	76.0 C	76.8 P	134.8 P	96.2 C	66.4 P	80.4 C	27.2 P
2007	68.6 C	96.4 C	65.8 C	59.6 C	179.6 P	144.0 C	169.6 C	138.4 C				

Qualité des enregistrements C Complet P Partiel ou sous-estimés

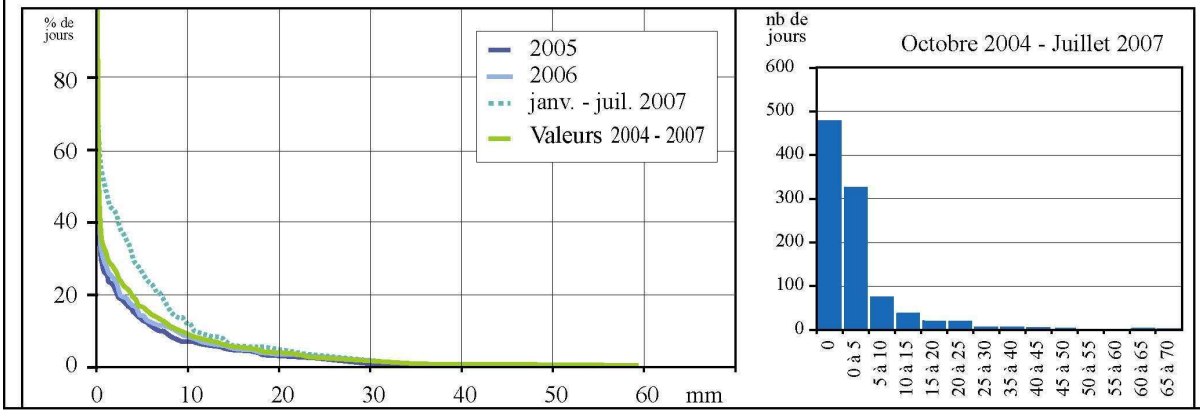
PRECIPITATIONS MENSUELLES



PRECIPITATIONS JOURNALIERES



PRECIPITATIONS CUMULEES



Enfin, un dernier facteur d'explication peut être avancé. Il s'agit du défaut d'horizontalité de la platine supportant les augets. En effet, malgré toutes les précautions apportées au système de fixation des instruments dans la tourbe, l'instabilité de la surface des tourbières peut, à terme, conduire au défaut d'horizontalité. La compensation existant entre les augets limite cependant les erreurs à moins de 3%.

Nous estimons donc que sur 35 mois d'enregistrement, seulement 20 mois présentent des séries complètes ou cohérentes avec les données des stations de Prabouré, du Col du Béal ou de la Prenarde (Fig.47 et Fig.48). Les principales erreurs correspondent à des périodes hivernales. Nous pouvons donc, compte tenu des marges d'erreurs annoncées précédemment, estimer le total annuel moyen des précipitations entre 1100 et 1200 mm pour la période 2004 – 2007 (Fig.48).

La répartition des précipitations à Gourgon est conforme à celle décrite pour la Prenarde. Nous retrouvons ainsi, séquences humides et sèches décrites plus haut. Avec respectivement 127,4 et 180,8 mm, les cumuls de précipitations maximales sur 7 et 15 jours ont lieu entre fin octobre et début novembre 2004. Durant la quinzaine du 23 octobre au 6 novembre 2004, la moitié des jours ont des cumuls de précipitations supérieurs à 10 mm. Les plus importants cumuls sur 3 jours sont de l'ordre de 75 mm en lien avec des épisodes pluvieux longs. Ainsi, les 7 et 8 avril 2005, les cumuls horaires des précipitations sont supérieurs à 1 mm pendant 18 heures consécutives. De même entre le 21 et le 23 mai 2005, sept épisodes pluvieux se succèdent pour un cumul de 76 mm en 3 jours. Le plus important cumul sur 31 jours s'élève a 237,4 mm, entre le 11 juin et le 11 juillet 2007. Sur 31 jours, 21 (68%) ont un cumul supérieur à 1 mm et 8 (25%) dépassent les 10 mm. Cette séquence, qui se caractérise par la fréquence et la régularité des épisodes pluvieux, s'inscrit dans une période très humide qui a débuté le 25 avril 2007. Sur 78 jours, plus de la moitié présentent un cumul des précipitations supérieur à 1 mm (65%).

Les principales périodes sèches sont identiques à celles identifiées à la Prenarde. Il s'agit de l'été 2005, avec 33 jours sans précipitation entre le 11 juillet et le 17 août, dont 17 jours secs consécutifs en début de période (du 11 au 27 juillet). Au printemps 2006, entre le 17 mai et le 23 juin 2006, 4 jours seulement sur 38 totalisent des précipitations supérieures à 2 mm (maximum le 16 juin avec 13,6 mm) et aucune n'a lieu entre le 3 et le 15 juin. Enfin, à l'automne 2006, du 13 octobre au 17 novembre le total des précipitations ne dépasse pas 18 mm.

Pour finir, nous pouvons étudier la qualité des relations entre les précipitations mesurées aux différentes stations (Fig.49). Sur la période 2005 – 2007, c'est-à-dire depuis la mise en service de la station du Col du Béal, nous constatons que les données des stations que nous avons installées, sont mieux correlées entre elles (0,59), qu'elles ne le sont avec les postes Météo France de Prabouré et du Col du Béal. Ce sont généralement les valeurs hivernales qui s'éloignent le plus de la courbe de tendance. Les coefficients de détermination calculés pour les données 2004 – 2007, période de mesure commune aux stations de Prabouré, Gourgon et la Prenarde, sont très proches (0,55 et 0,56). Nous nous sommes servi de ces relations (équations sur la figure 49) pour estimer les valeurs manquantes des séries de données de Gourgon.

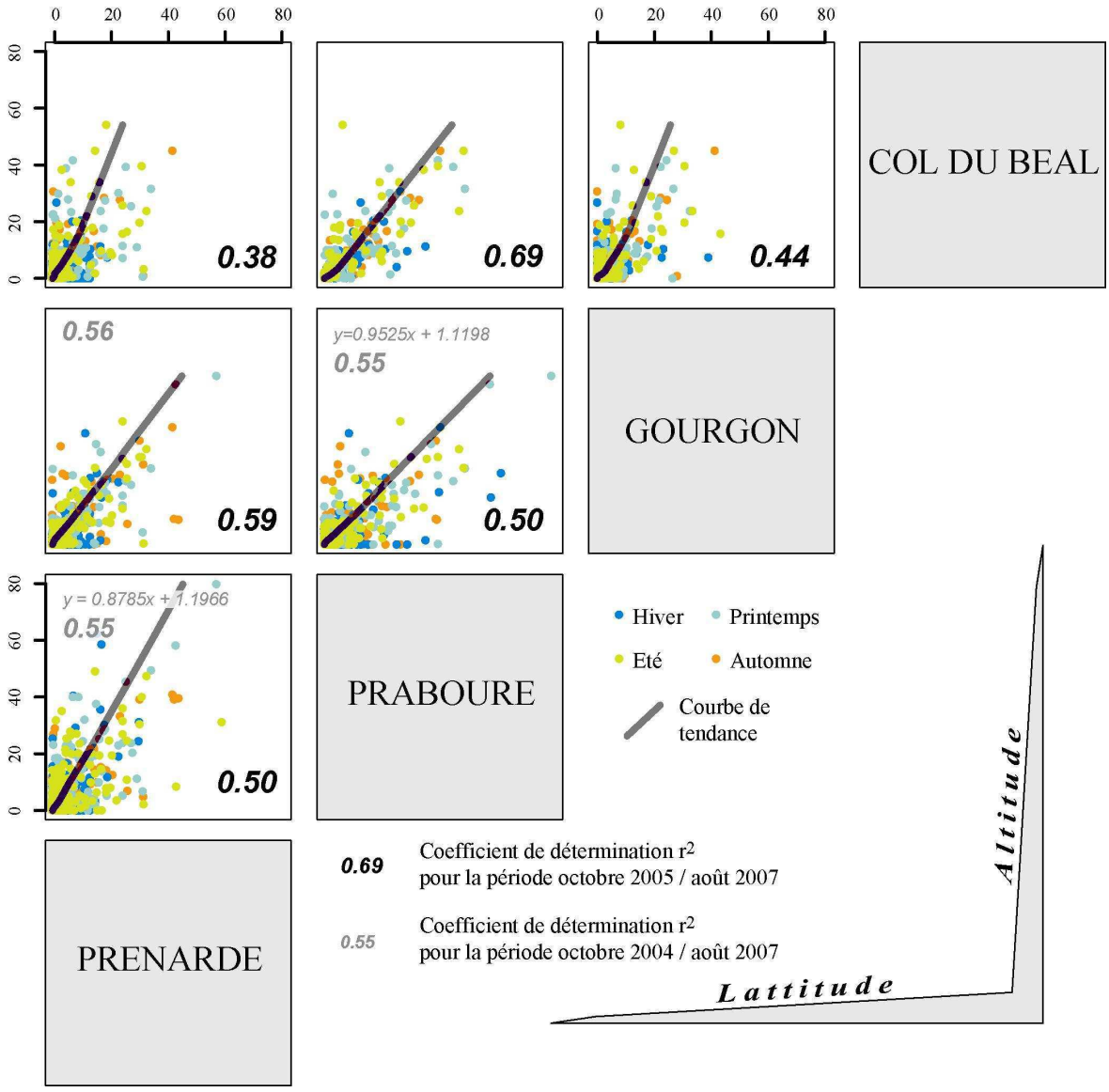


Figure 49 - Relations entre les précipitations journalières aux différentes stations

4.2.1.2 Radiation solaire

Pour s'assurer de la validité des mesures de la radiation solaire effectuées à la Prenarde et à Gourgon, nous avons, dans un premier temps, comparé les séries de données avec les valeurs de radiation solaire théorique. Cette radiation solaire théorique est calculée à partir de la constante solaire, de la déclinaison solaire et de l'ensoleillement maximum théorique qui dépendent, pour chaque jour de l'année, de la latitude du point considéré. La répartition annuelle des valeurs mesurées correspond bien avec celle des valeurs théoriques (exemple pour les données journalières à Gourgon, Fig.51). La radiation solaire moyenne mensuelle reçue à la surface du sol varie de 50 $W.m^{-2}$ à plus de 250 $W.m^{-2}$. Les valeurs horaires maximales sont de 1027,9 $W.m^{-2}$ à la Prenarde, le 07/07/07 à 12 H (Fig.50) et de 1009,5 $W.m^{-2}$ à Gourgon, le 10/06/06 à 14H (Fig.51).

La radiation solaire réfléchie par la surface terrestre connaît deux maxima au cours de l'année.

- Le premier se situe durant l'hiver et traduit la présence d'un manteau neigeux. Le sol couvert de neige réfléchit une très forte proportion de l'énergie incidente (albédo supérieur à 0,4 pour la neige tassée et supérieur à 0,7 pour la neige fraîche). Cela nous permet de comptabiliser le nombre de jours avec neige au sol. En effet, nous pouvons considérer que la neige recouvre le sol lorsque l'albédo est supérieur à 0,4, mais également lorsque la radiation incidente est inférieure à la radiation réfléchie, et ce, parce que la sphère du pyranomètre mesurant la radiation incidente est recouverte de neige. Pour la Prenarde (Fig.50), on comptabilise ainsi, 78 jours d'enneigement durant l'hiver 2004-2005. L'hiver 2005-2006 est marqué par un enneigement continu et important (115 jours), même si nos enregistrements ne couvrent pas complétement la fin de la période. Enfin, les données de l'hiver 2006-2007 étant incomplètes, nous ne pouvons établir de cette manière le bilan de l'enneigement. Les mois de décembre et janvier, relativement chauds et secs, comptabilisent une trentaine de jours avec neige au sol.

- En l'absence de neige, c'est autour du solstice d'été, lorsque la radiation incidente est à son maximum, que l'énergie réfléchie est la plus forte. Durant la saison végétative, l'albédo de la végétation de surface est stable. Il est de 0,18 dans la zone centrale à *Juncus acutiflorus* et *Sphagnum* de la tourbière de la Prenarde et de 0,195 à Gourgon, pour les groupements de *Sphagnum* et *Carex*.

Figure 50 - Radiation solaire : la Prenarde

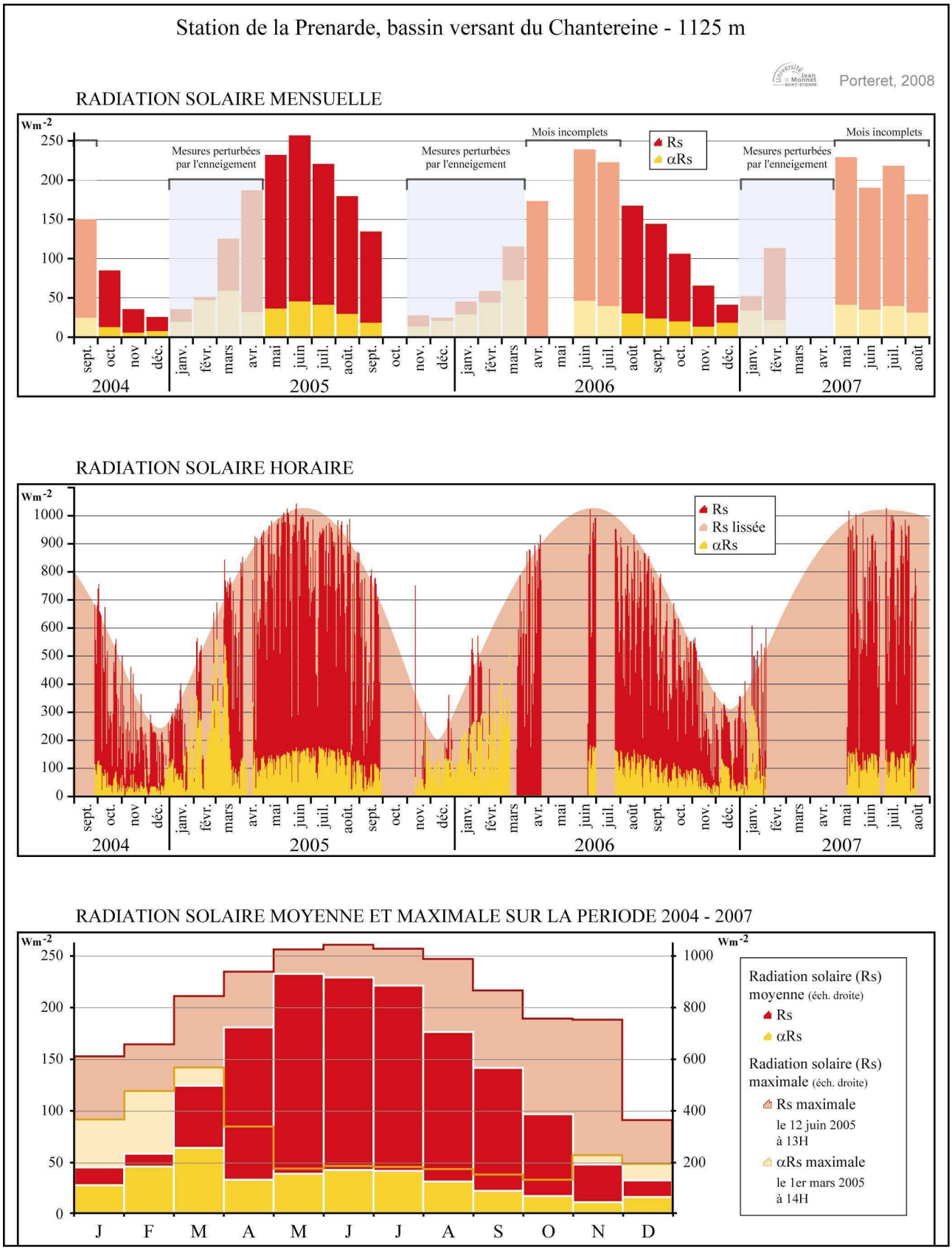


Figure 51 - Radiation solaire : Gourgon

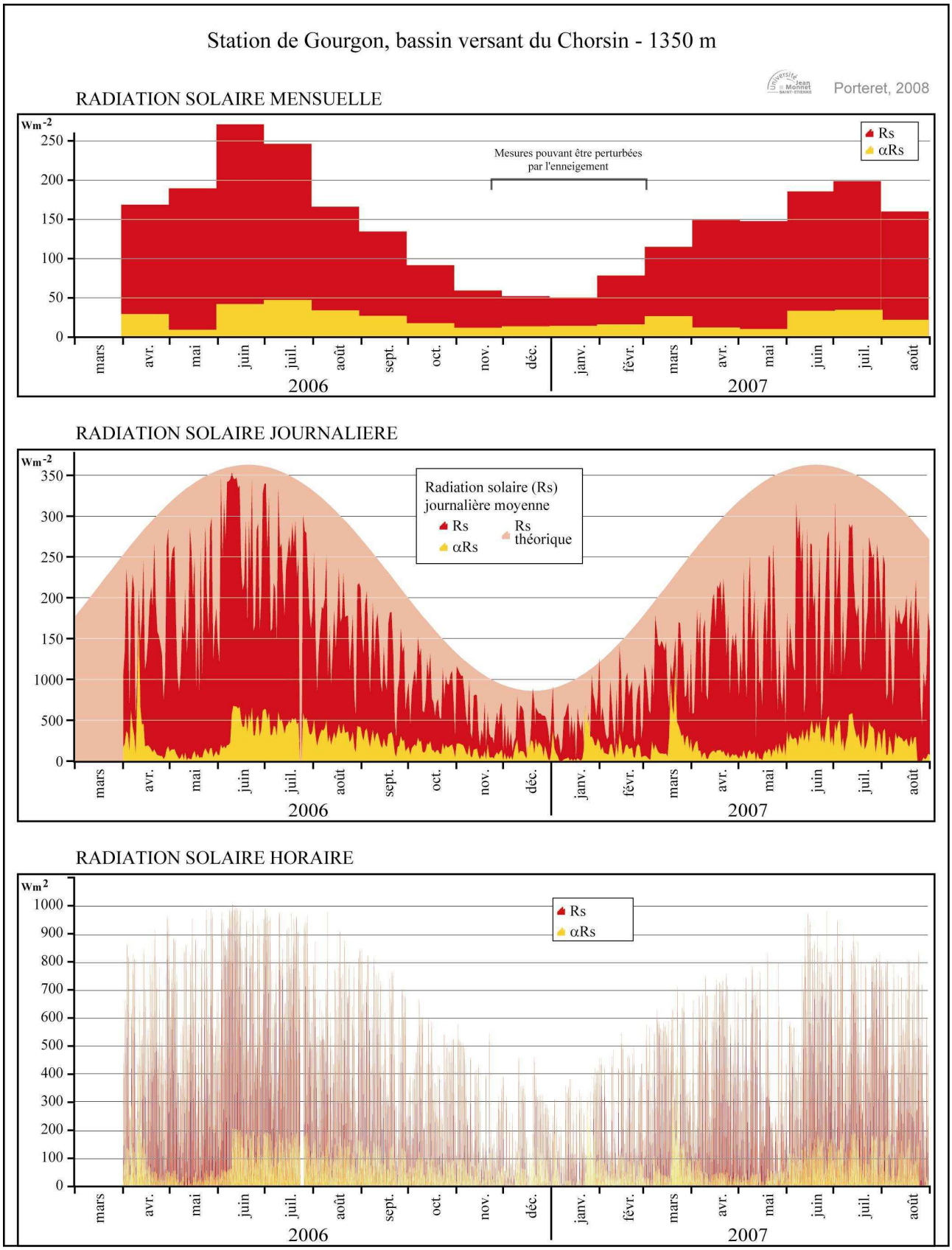
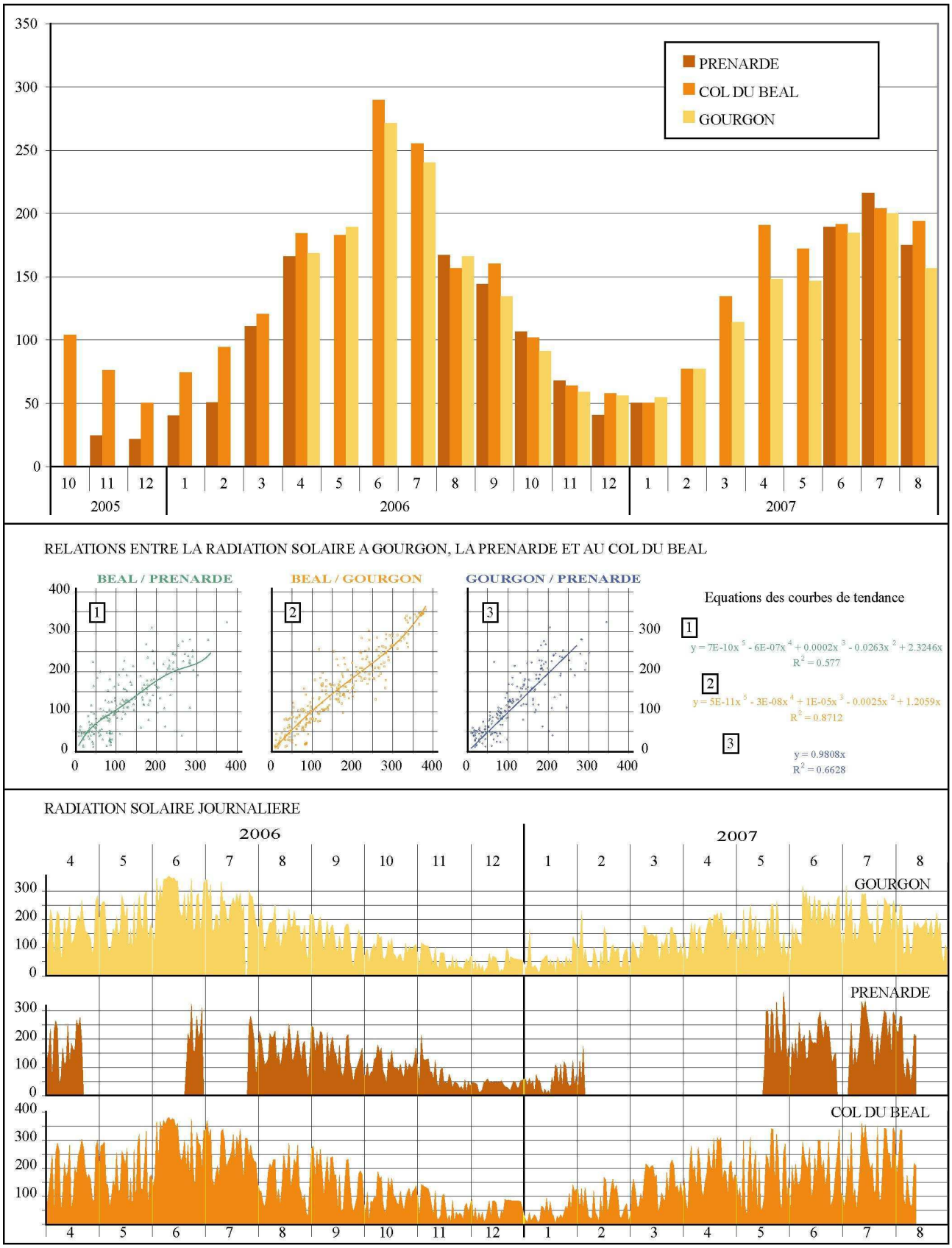


Figure 52 - Comparatifs de la radiation solaire aux différentes stations

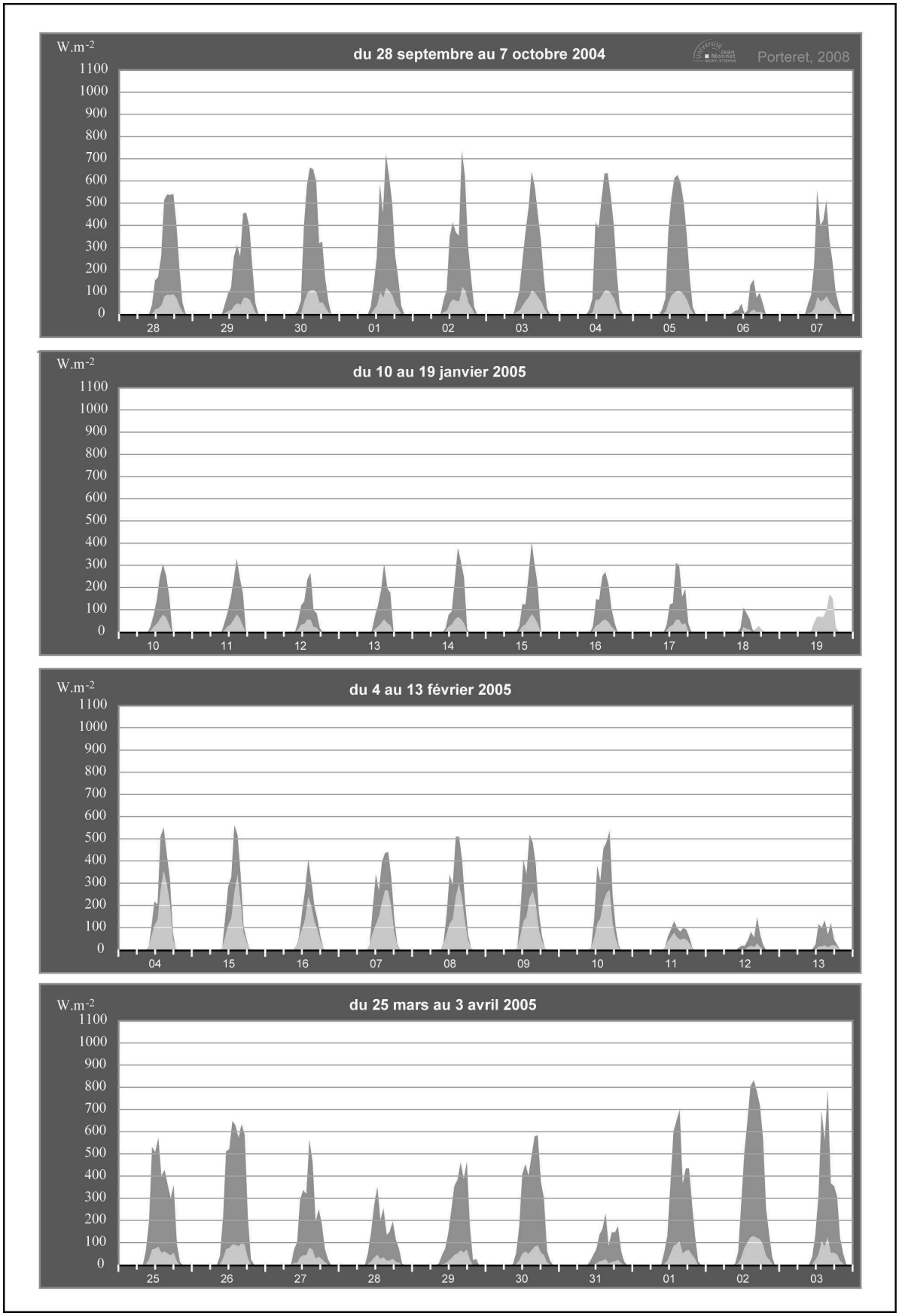


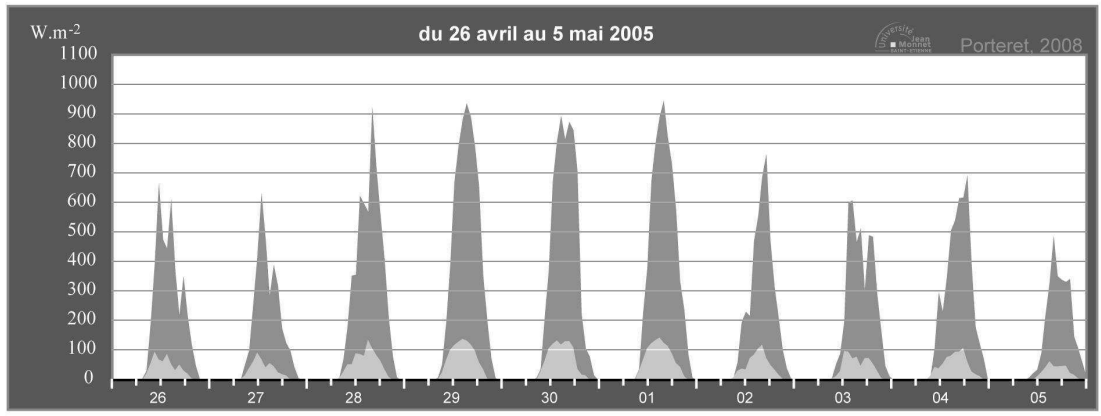
Divers problèmes techniques, principalement à la Prenarde, ont conduit à la perte d'informations. Il s'agit des mois d'avril et d'octobre 2005, du printemps et du début de l'été 2006 et de la fin de l'hiver et du début du printemps 2007. Nous avons donc essayé d'établir les relations entre les valeurs des stations de Gourgon et de la Prenarde, avec celles de la station Météo France du Col du Béal, pour la période 2006-2007, commune aux trois stations (Fig.52). Comme nous pouvions nous y attendre, les valeurs de la radiation solaire augmentent avec l'altitude des stations. En effet, l'épaisseur d'atmosphère filtrant les rayons du soleil se réduit avec l'altitude. Ainsi, le 27 juillet 2006 par exemple, les valeurs de radiation solaire moyenne journalière décroissaient de 282,87 $W.m^{-2}$ au Col du Béal, à 282,22 $W.m^{-2}$ à Gourgon et 281,23 $W.m^{-2}$ à la Prenarde. La figure 52 illustre la bonne corrélation des valeurs des différentes stations. Pour les calculs d'évapotranspiration, nous pourrons donc, si nécessaire, reconstituer les valeurs manquantes, notamment à la Prenarde. Pour caractériser nos résultats, nous pouvons nous appuyer sur les bilans mensuels départementaux de Météo France.

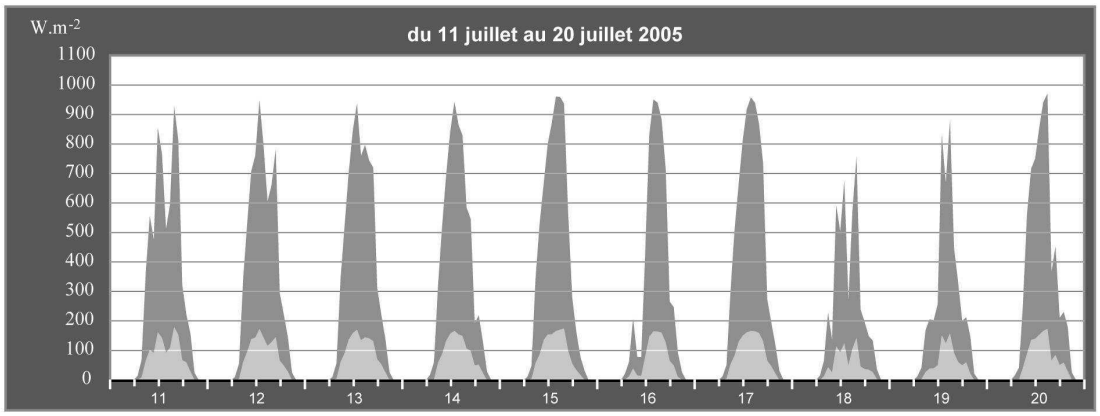
L'année 2005 se caractérise, après un hiver contrasté, par un printemps et un automne bien ensoleillés, qui tranchent avec l'ensoleillement modeste de l'été (Fig.53). Parmi les épisodes marquants de l'année 2005, nous pouvons d'abord citer la deuxième décade de février. Du 11 au 23, la radiation solaire horaire à la Prenarde ne dépasse pas 250 $W.m^{-2}$, alors qu'elle peut atteindre 500 à 650 $W.m^{-2}$ à cette période lors de jours ensoleillés. A l'inverse, le mois de juin est excédentaire, avec 21 jours où la radiation solaire horaire dépasse 900 $W.m^{-2}$. L'automne, et plus particulièrement les deux dernières décades d'octobre et la première de novembre sont très ensoleillés, avec des valeurs qui peuvent atteindre le double de la moyenne à Andrézieux-Bouthéon. *A contrario*, le passage de pertubations, plus particulièrement dans la première quinzaine de juillet et la dernière d'août, font de l'été 2005, un été peu ensoleillé. Alors qu'à cette période la radiation moyenne journalière dépasse 200 $W.m^{2-1}$, elle n'atteint pas cette valeur un jour sur deux.

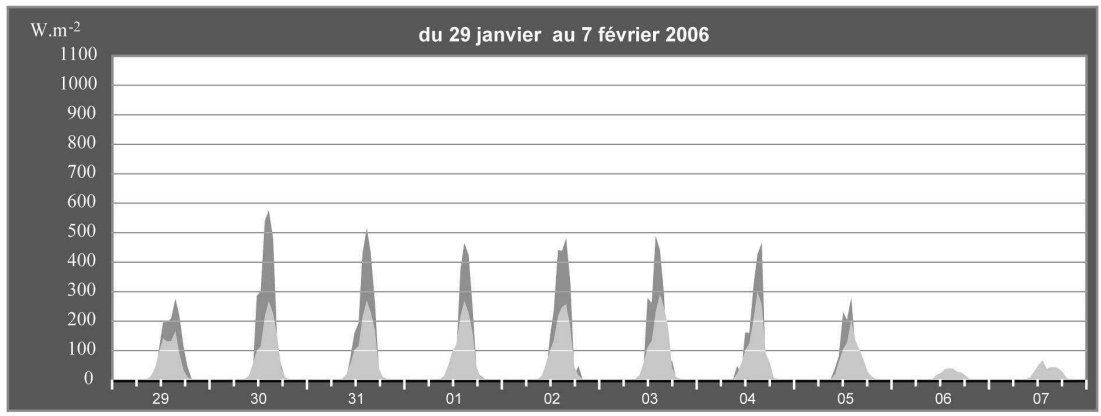
En 2006, la fin de l'hiver est marquée par un déficit d'ensoleillement important qui se traduit en février par un nombre de jours ensoleillés très faible (Fig.53 et 54). La fin du printemps et le début de l'été sont à l'inverse bien ensoleillés. Le mois de juillet connaît un ensoleillement exceptionnel en plaine. Les valeurs à Bouthéon sont proches du record enregistré en 1975. A Gourgon et au Col du Béal, les records de la radiation moyenne journalière sont enregistrés le 10 juin, avec respectivement 354,3 et 381,1 $W.m^{-2}$. L'automne est un autre épisode marquant de cette année 2006.

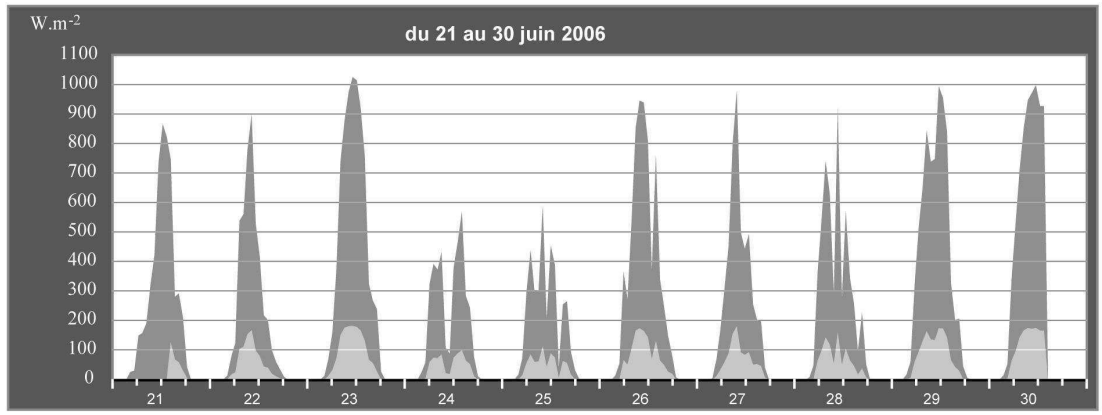
Figure 53 - Séquences caractéristiques à la Prenarde




W.m-2
du 26 avril au 5 mai 2005
Porteret, 2008
1100
1000
900
800
700
600
500
400
300
200
100
0
26
27
28
29
30
01
02
03
04
05


W.m-2
du 11 juillet au 20 juillet 2005
1100
1000
900
800
700
600
500
400
300
200
100
0
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20


W.m-2
du 29 janvier au 7 février 2006
1100
1000
900
800
700
600
500
400
300
200
100
0
29
30
31
01
02
03
04
05
06
07


W.m-2
du 21 au 30 juin 2006
1100
1000
900
800
700
600
500
400
300
200
100
0
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30

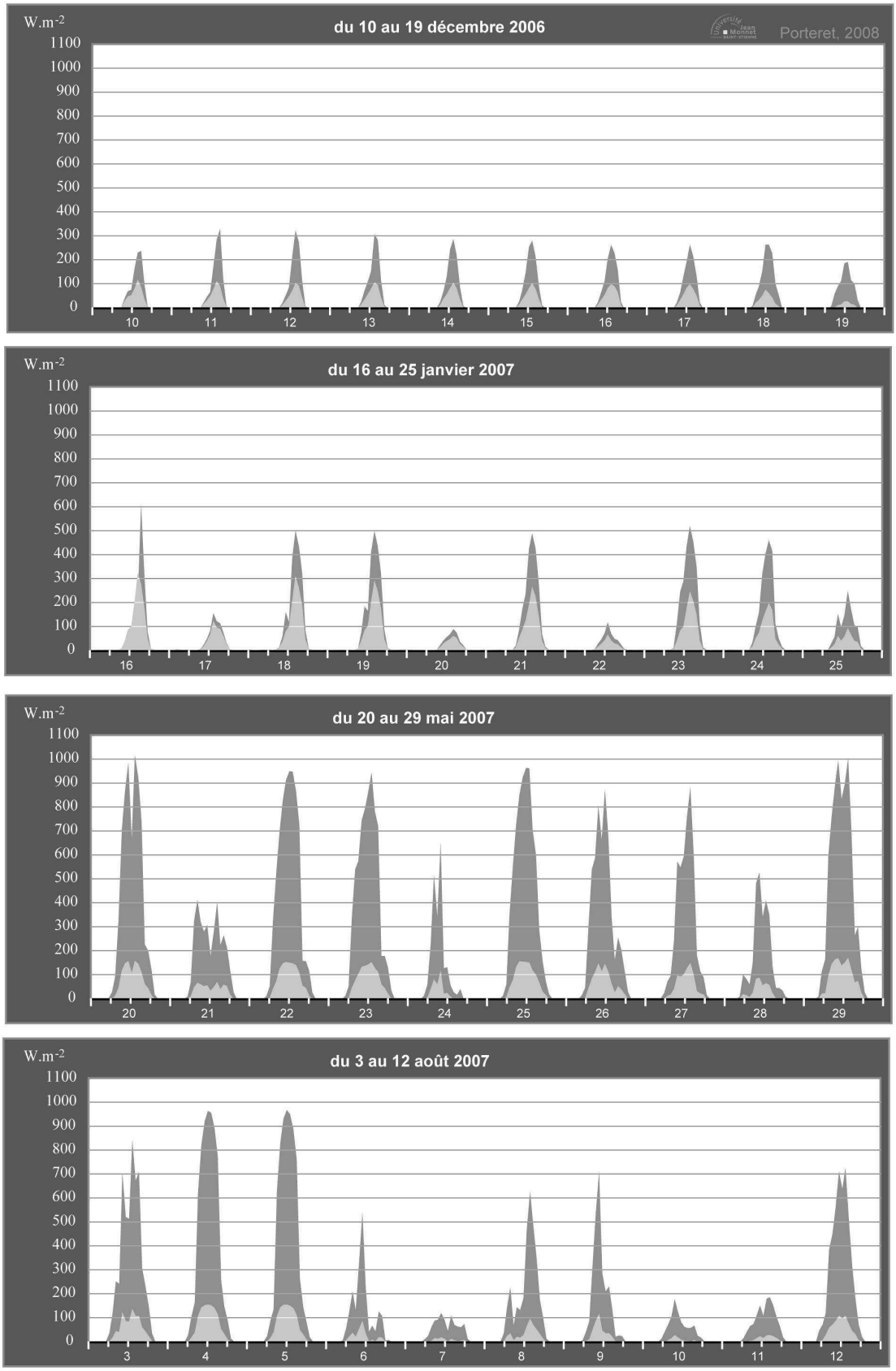
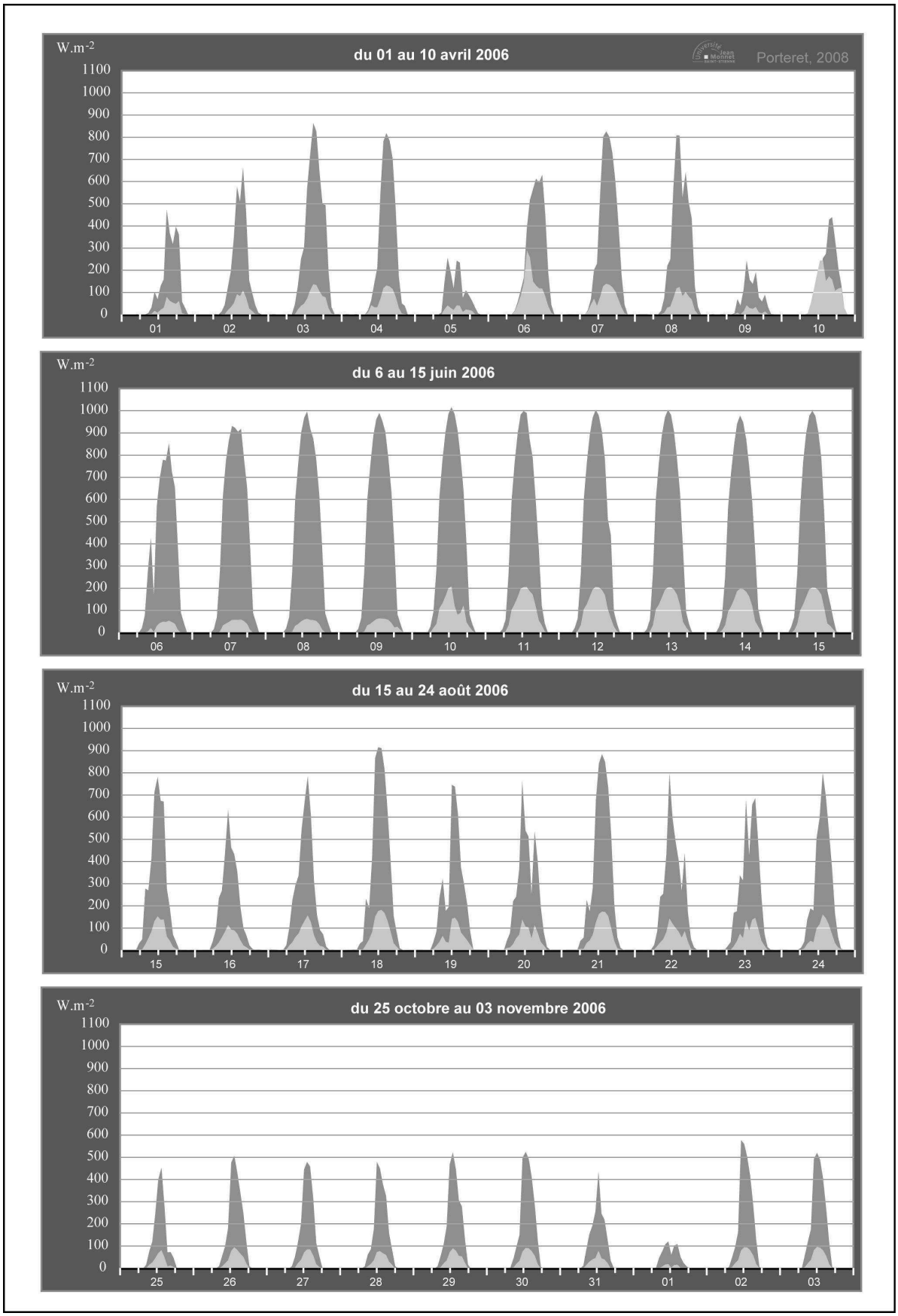
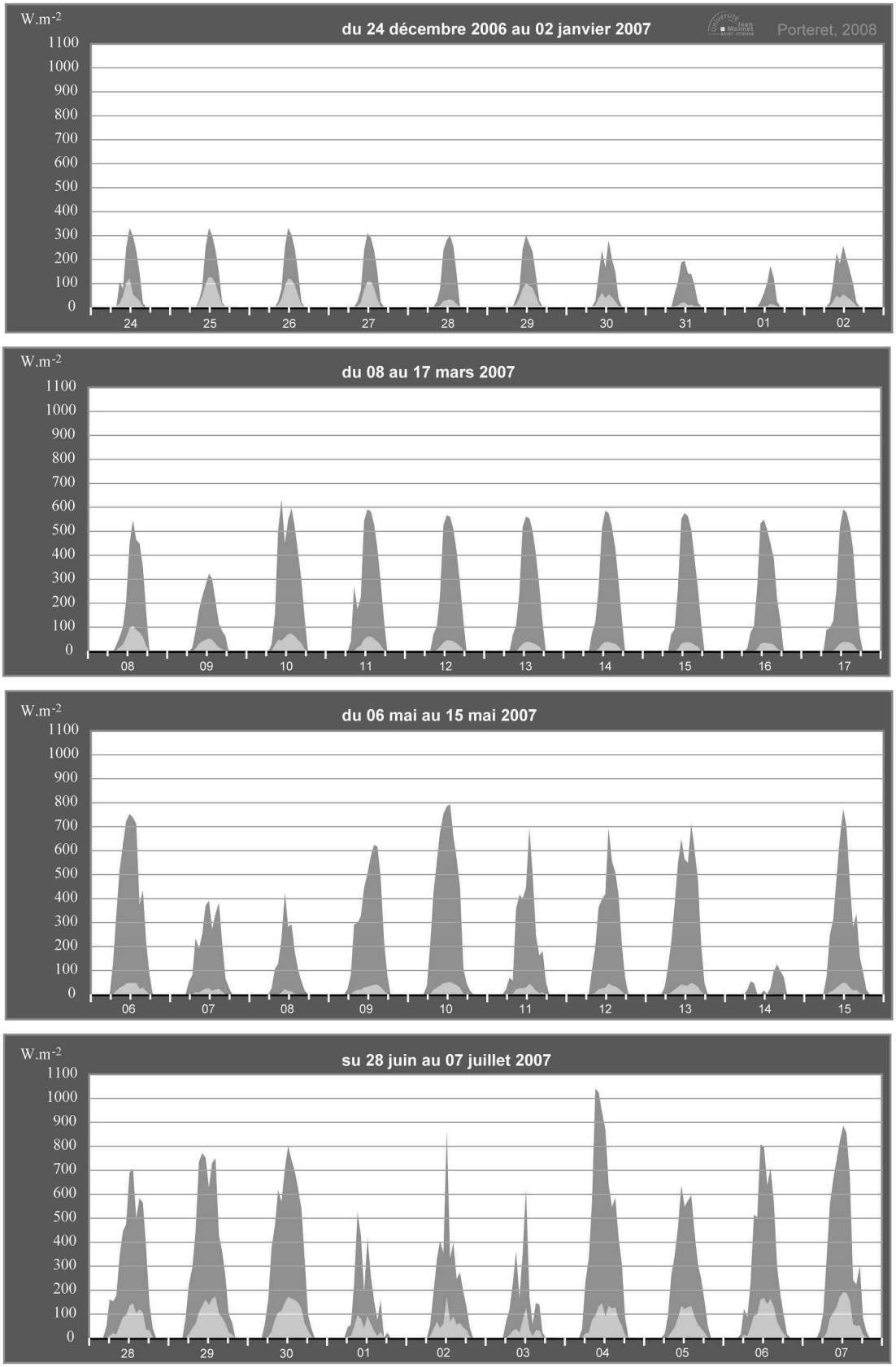

W.m-2
du 10 au 19 décembre 2006
Porteret, 2008
1100
1000
900
800
700
600
500
400
300
200
100
0
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
W.m-2
du 16 au 25 janvier 2007
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
W.m-2
du 20 au 29 mai 2007
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
W.m-2
du 3 au 12 août 2007
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Figure 54 - Séquences caractéristiques à Gourgon




W.m-2
du 24 décembre 2006 au 02 janvier 2007
Porteret, 2008
1100
1000
900
800
700
600
500
400
300
200
100
0
24
25
26
27
28
29
30
31
01
02
W.m-2
du 08 au 17 mars 2007
08
09
10
11
12
13
14
15
16
17
W.m-2
du 06 mai au 15 mai 2007
06
07
08
09
10
11
12
13
14
15
W.m-2
su 28 juin au 07 juillet 2007
28
29
30
01
02
03
04
05
06
07

En effet, à Bouthéon, l'ensoleillement reste excédentaire aux valeurs moyennes d'octobre à décembre. A la Prenarde, la radiation solaire du mois de décembre est la plus importante que nous ayons enregistrée.

Enfin, l'année 2007 est exceptionnelle par la faiblesse de l'ensoleillement (Fig.54). En effet, mis à part pour le mois d'avril où la radiation solaire est importante durant la deuxième décade, l'ensemble des bilans mensuels départementaux, édités par Météo France jusqu'en août, présente des valeurs inférieures aux moyennes. Les graphiques des stations de Gourgon et du Col du Béal illustrent bien ce constat (Fig.52), avec près de la moitié des jours, entre le 1er mai et le 15 août, dont le rayonnement solaire journalier est inférieur à 200 $W.m^{-2}$.

4.2.1.3 Températures et hygrométrie

Les variations de température de l'air que nous mesurons sont liées à la quantité d'énergie solaire disponible à la surface terrestre. Par conséquent, l'ensemble des séquences présentées ci-dessus correspond à des épisodes chauds ou froids marquants qu'il n'est pas nécessaire de détailler à nouveau.

La température moyenne annuelle à la Prenarde est de 6,4°C entre juillet 2002 et juin 2007 (Fig.55). Elle est de 5,8 °C à l'Etui entre octobre 2004 et avril 2007. Pour Gourgon, la température moyenne mesurée entre avril 2003 et juillet 2007 est de 5,6°C (Fig.56). Toutefois, la série de données étant incomplète pour l'automne et l'hiver 2004, ainsi que pour l'hiver 2005, cette valeur est surestimée.

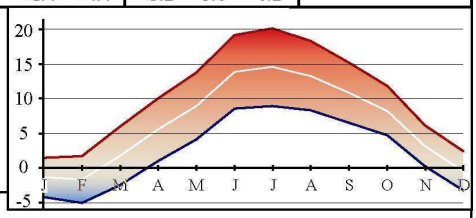
Le gradient thermique altitudinal entre Gourgon (1350m) et la Prenarde (1125 m) est de 0,55 °C pour 100 m. Il est donc conforme à celui proposé par Suchel (1990) entre Marsac en Livradois (540 m) et Pierre-sur-Haute (1634 m). Ainsi, en février 2005, lorsque la température moyenne mensuelle à Gourgon atteignait -6,2°C, elle était de -4,9°C à Prabouré et de -4,6°C à la Prenarde. De même, en Novembre 2006, les températures moyennes mensuelles s'échelonnent de 4,3°C à Gourgon et au Col du Béal, à 5,1°C à Prabouré et 5,4°C à l'Etui. Nous avons pu constater, lors de l'analyse des données des différentes stations, que les températures à Prabouré sont généralement proches ou supérieures à celles de la Prenarde ou de l'Etui pourtant situées 125 à 135 m plus bas en altitude (Fig.55 et 57). C'est le cas, par exemple, en décembre 2005 où la moyenne mensuelle est identique à Prabouré et à l'Etui (-3,4°C), mais également en août 2004 où la température moyenne mensuelle à la Prenarde est inférieure de 2°C.

Figure 55 - Températures à la Prenarde

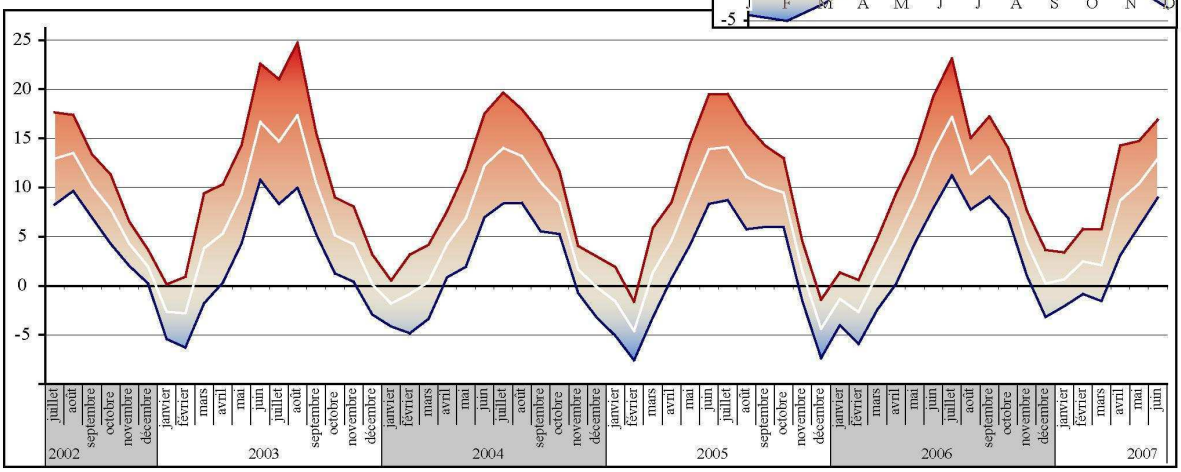
Station de la Prenarde, bassin versant du Chantereine - 1125 m

Mois	2002			2003			2004			2005			2006			2007		
	Tn	Tx	Tm	Tn	Tx	Tm	Tn	Tx	Tm	Tn	Tx	Tm	Tn	Tx	Tm	Tn	Tx	Tm
janvier				-5.4	0.1	-2.6	-4.1	0.5	-1.8	-5.1	1.9	-1.6	-4.0	1.3	-1.3	-2.1	3.4	0.7
février				-6.3	0.9	-2.8	-4.8	3.2	-0.8	-7.6	-1.6	-4.6	-5.9	0.6	-2.7	-0.8	5.8	2.5
mars				-1.8	9.4	3.8	-3.4	4.2	0.4	-3.2	5.9	1.3	-2.5	4.8	1.2	-1.6	5.7	2.1
avril				0.3	10.3	5.3	0.9	7.6	4.2	0.7	8.5	4.6	0.2	9.4	4.8	3.1	14.3	8.7
mai				4.3	14.3	9.3	1.9	11.8	6.8	4.2	14.5	9.3	4.3	13.3	8.8	6.0	14.7	10.4
juin				10.8	22.6	16.7	7.0	17.5	12.2	8.3	19.5	13.9	7.9	19.2	13.6	8.9	16.9	12.9
juillet	8.3	17.6	12.9	8.3	21.0	14.7	8.4	19.7	14.0	8.7	19.5	14.1	11.2	23.1	17.2			
août	9.6	17.4	13.5	10.0	24.7	17.4	8.4	17.9	13.2	5.8	16.4	11.1	7.8	15.0	11.4			
septembre	6.9	13.4	10.2	5.2	15.6	10.4	5.5	15.5	10.5	6.0	14.3	10.1	9.1	17.2	13.2			
octobre	4.3	11.3	7.8	1.3	9.0	5.1	5.3	11.7	8.5	6.0	13.0	9.5	6.9	14.0	10.5			
novembre	2.0	6.5	4.3	0.4	8.1	4.2	-0.7	4.0	1.7	-1.6	4.5	1.5	1.0	7.6	4.3			
décembre	0.2	3.7	2.0	-2.9	3.2	0.1	-3.3	3.0	-0.1	-7.4	-1.4	-4.4	-3.2	3.6	0.2			

TEMPERATURES MENSUELLES MOYENNES
SUR LA PERIODE 2002 - 2007



TEMPERATURES MOYENNES MENSUELLES



TEMPERATURES MOYENNES JOURNALIERES

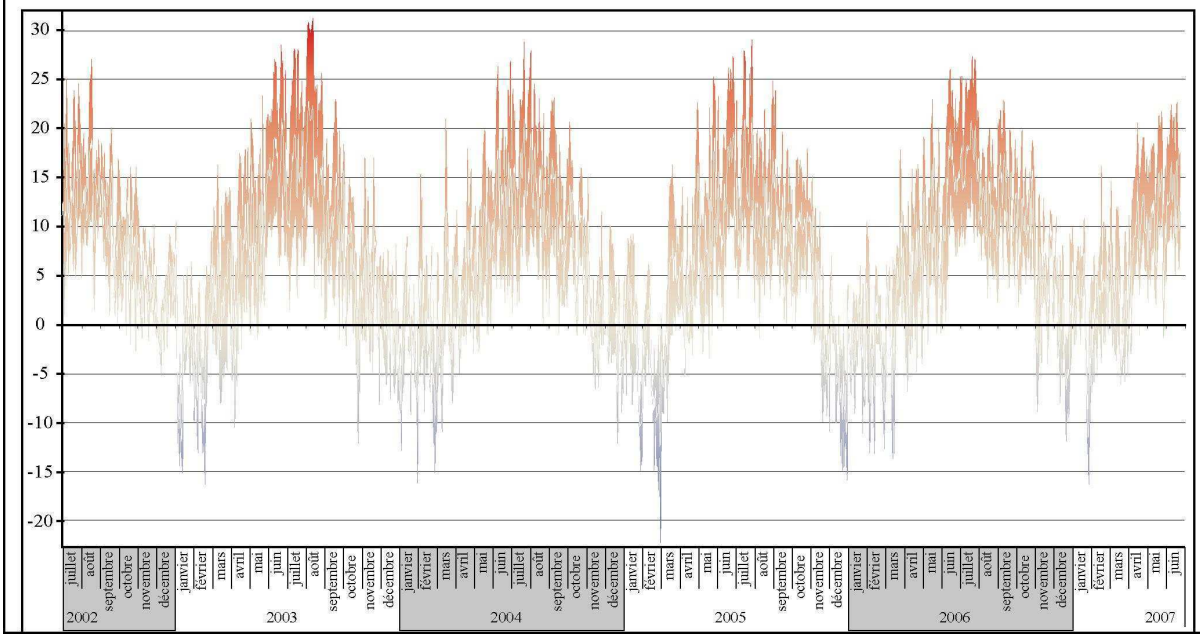


Figure 56 - Températures à Gourgon

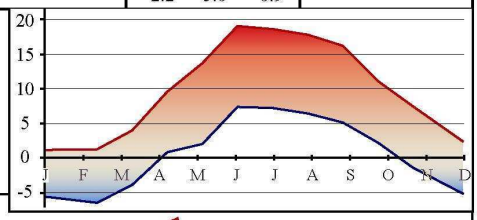
Sation météo 1 - sonde T3

Sation météo 2 sonde T0

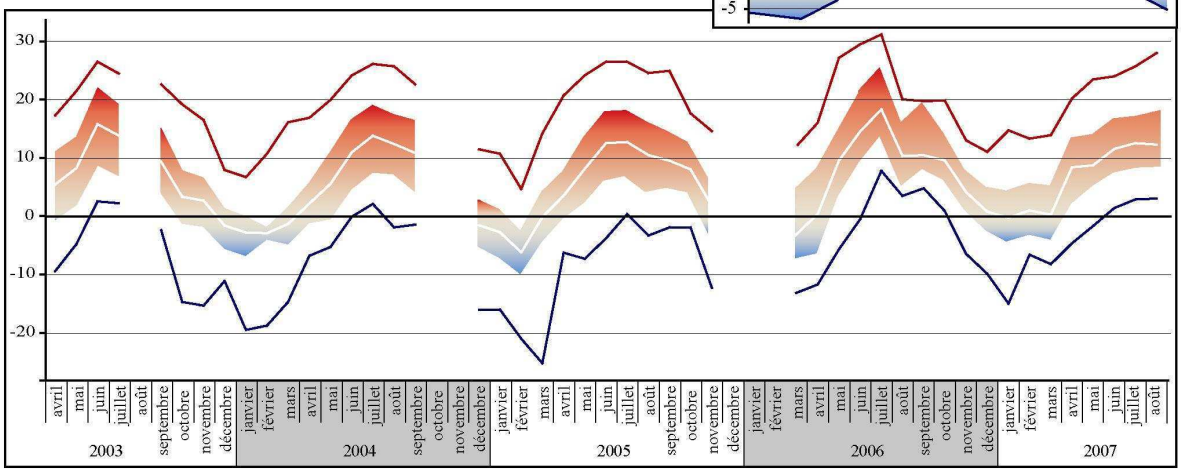
Station de Gourgon, bassin versant du Chorsin - 1350 m

Mois	2003			2004			2005			2006			2007		
	Tn0	Tx0	Tm0	Tn0	Tx0	Tm0	Tn0	Tx0	Tm0	Tn3	Tx3	Tm3	Tn3	Tx3	Tm3
janvier				-6.2	-0.3	-2.9	-6.7	1.2	-2.8	*Changement de sonde*			-2.4	3.3	0.3
février				-7.0	1.0	-3.0	-9.9	-2.6	-6.2				-1.7	4.5	1.3
mars				-5.1	2.1	-1.4	-4.5	3.8	-0.2				-2.5	4.8	0.8
avril	-0.6	10.8	5.2	-1.2	5.7	2.1	-0.7	7.7	3.5				4.1	14.6	8.8
mai	1.9	13.6	8.2	-0.2	10.7	5.4	1.4	13.6	8.0				4.8	14.2	9.0
juin	8.6	21.9	15.7	4.6	16.1	10.8	5.8	17.9	12.4	9.2	22.0	15.0	7.0	17.6	12.0
juillet				6.8	19.0	13.4	6.6	18.1	12.6	12.7	25.7	18.9	8.1	18.7	13.0
août				6.9	17.3	12.3	3.9	16.1	10.4	6.0	16.1	10.4	7.7	18.6	12.8
septembre	3.5	14.9	9.3	4.2	16.4	10.7	4.6	14.2	9.4	8.5	18.8	13.0			
octobre	-1.4	7.7	3.3				3.9	12.3	7.9	6.4	14.3	9.8			
novembre	-1.9	6.6	2.6							1.3	8.0	4.3			
décembre	-5.1	1.4	-1.7	-5.6	2.9	-1.5				-2.2	5.0	0.9			

TEMPERATURES MENSUELLES MOYENNES
SUR LA PERIODE 2003 - 2007



TEMPERATURES MOYENNES ET EXTREMES MENSUELLES



TEMPERATURES MOYENNES JOURNALIERES

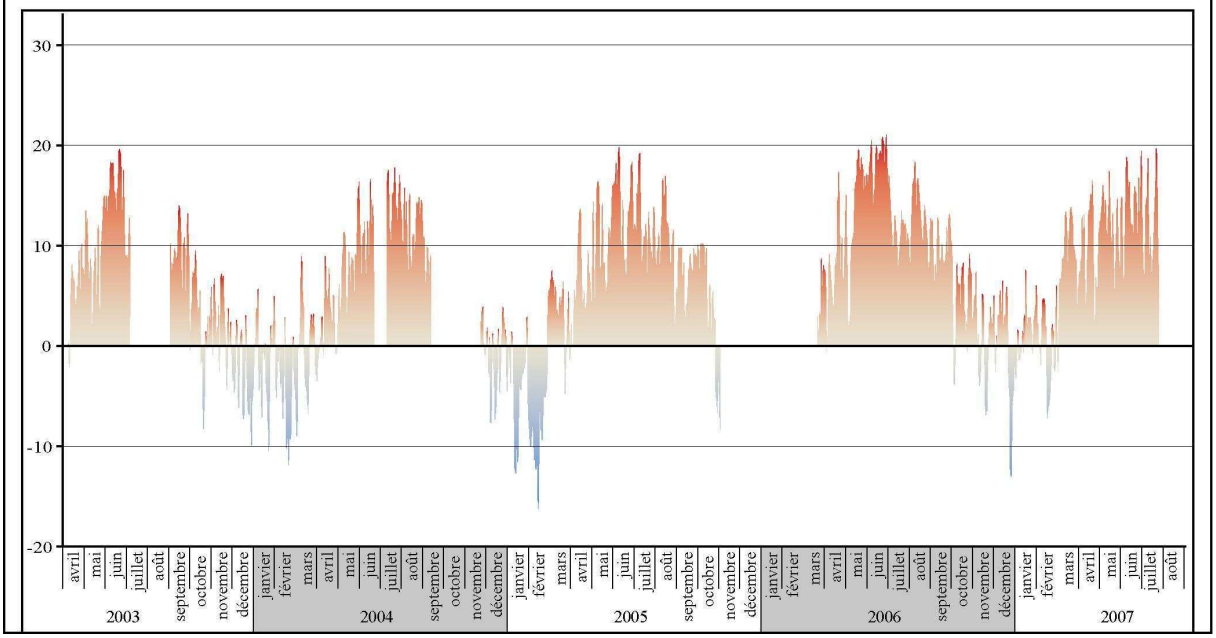
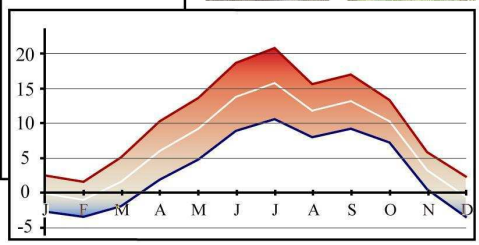


Figure 57 - Températures à l'Etui

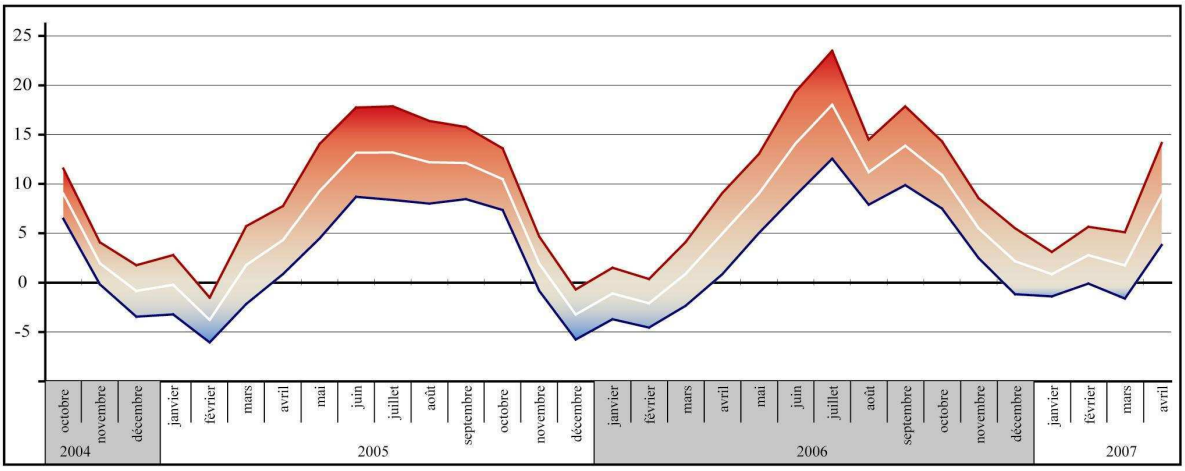
Station de l'Etui, bassin versant de l'Etui - 1135 m

Mois	2004 Tn	2004 Tx	2004 Tm	2005 Tn	2005 Tx	2005 Tm	2006 Tn	2006 Tx	2006 Tm	2007 Tn	2007 Tx	2007 Tm
janvier				-3.3	2.7	-0.3	-3.8	1.4	-1.2	-1.5	3.0	0.7
février				-6.2	-1.6	-3.9	-4.7	0.3	-2.2	-0.2	5.6	2.7
mars				-2.3	5.6	1.7	-2.5	4.0	0.8	-1.7	5.0	1.6
avril				0.8	7.7	4.2	0.7	9.0	4.9	3.7	14.1	8.8
mai				4.4	14.0	9.2	4.9	13.0	8.9			
juin				8.6	17.7	13.1	8.7	19.3	14.0			
juillet				8.3	17.8	13.1	12.5	23.4	18.0			
août				7.9	16.3	12.1	7.8	14.4	11.1			
septembre				8.4	15.7	12.0	9.8	17.8	13.8			
octobre	6.4	11.5	8.9	7.3	13.5	10.4	7.4	14.2	10.8			
novembre	-0.3	4.0	1.9	-0.9	4.6	1.8	2.4	8.5	5.4			
décembre	-3.6	1.7	-1.0	-5.9	-0.8	-3.4	-1.3	5.4	2.1			

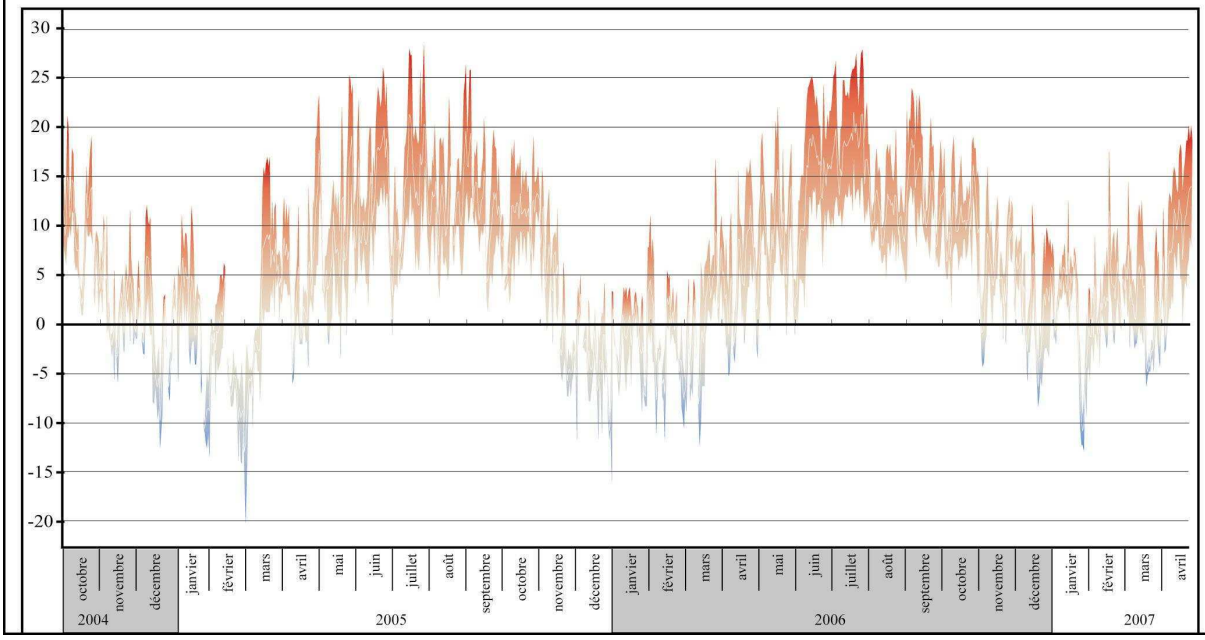
TEMPERATURES MENSUELLES MOYENNES
SUR LA PERIODE 2004 - 2007



TEMPERATURES MOYENNES MENSUELLES



TEMPERATURES MOYENNES JOURNALIERES

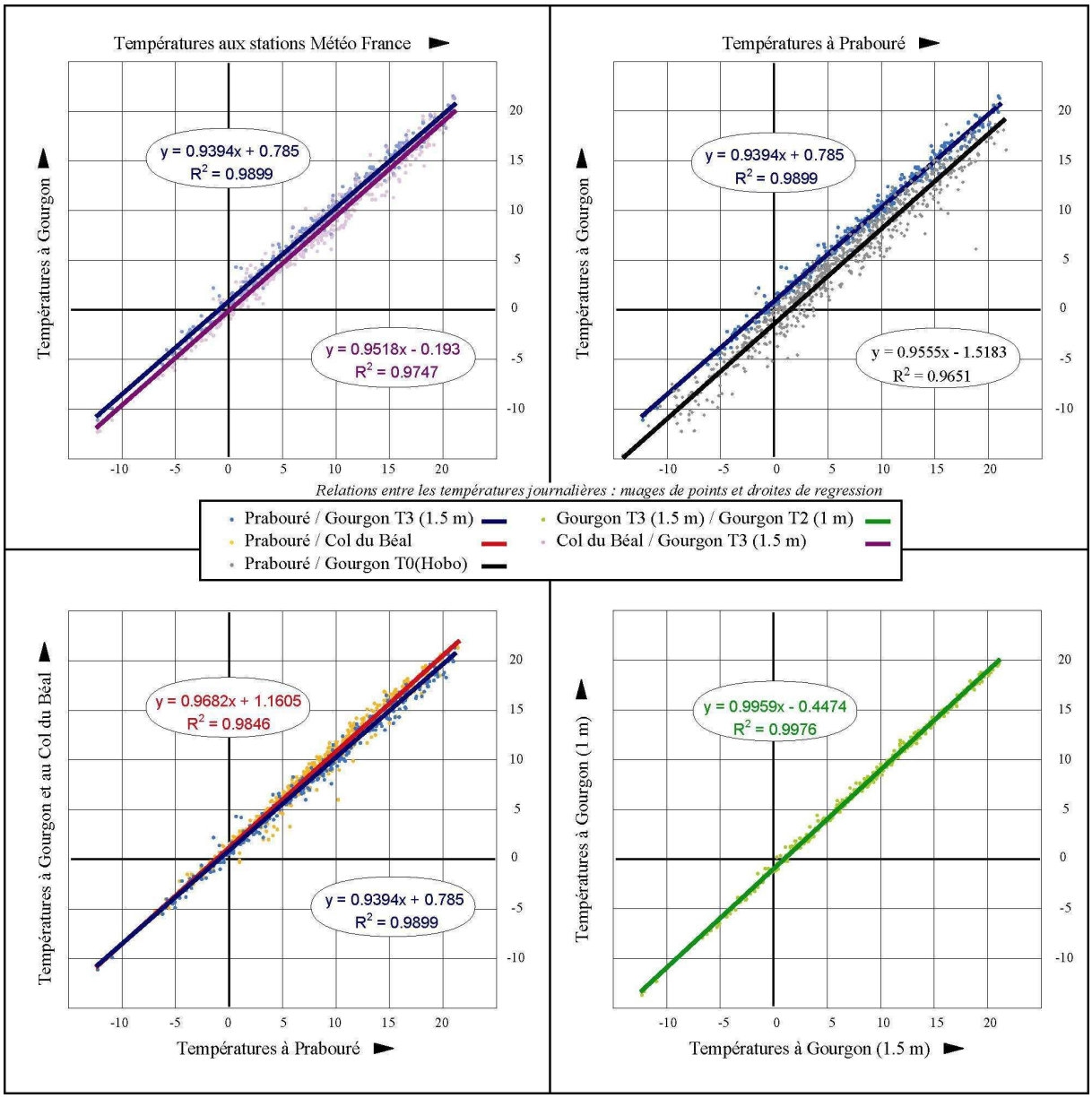


Il semble que les températures mesurées à la station de Prabouré sont influencées par un effet d'abri, l'influence d'une source de chaleur artificielle liée à la présence du centre de vacances paraissant peu probable. Bien que nous ayons installé deux stations, l'Etui (1135 m) et la Prenarde (1125 m), à des altitudes semblables et dans des contextes forestiers similaires, nous n'avons pas pu faire apparaître de gradient latitudinal de température entre le massif des Bois Noirs et le sud des Monts du Forez. L'écart moyen mensuel de température est faible, proche des marges d'erreur liées aux instruments et à l'implantation des stations de mesure (0,225°C au profit de la station de l'Etui sur la période octobre 2003 / avril 2007).

Les données de la Prenarde, de l'Etui et de Gourgon permettent d'apporter des précisions sur le contexte montagnard de notre zone d'étude. Ainsi, à 1100 m d'altitude, il gèle plus du tiers des jours de l'année. En 2005, année que l'on peut considérer comme relativement conforme à la normale, le nombre de jours avec gelée atteint 129 à l'Etui (35%) et 145 à la Prenarde (40%). C'est en 2004 que nous enregistrons le nombre maximum de jours avec gelée à la Prenarde (155 jours, soit 42,5% des jours de l'année). A 1350 m d'altitude, la station de Gourgon enregistre environ 165 jours avec gelée. Il peut geler tous les mois de l'année. Le nombre de jours sans dégel journalier dépasse 50. La température minimale enregistrée est de -25,2°C le 1 mars 2005.

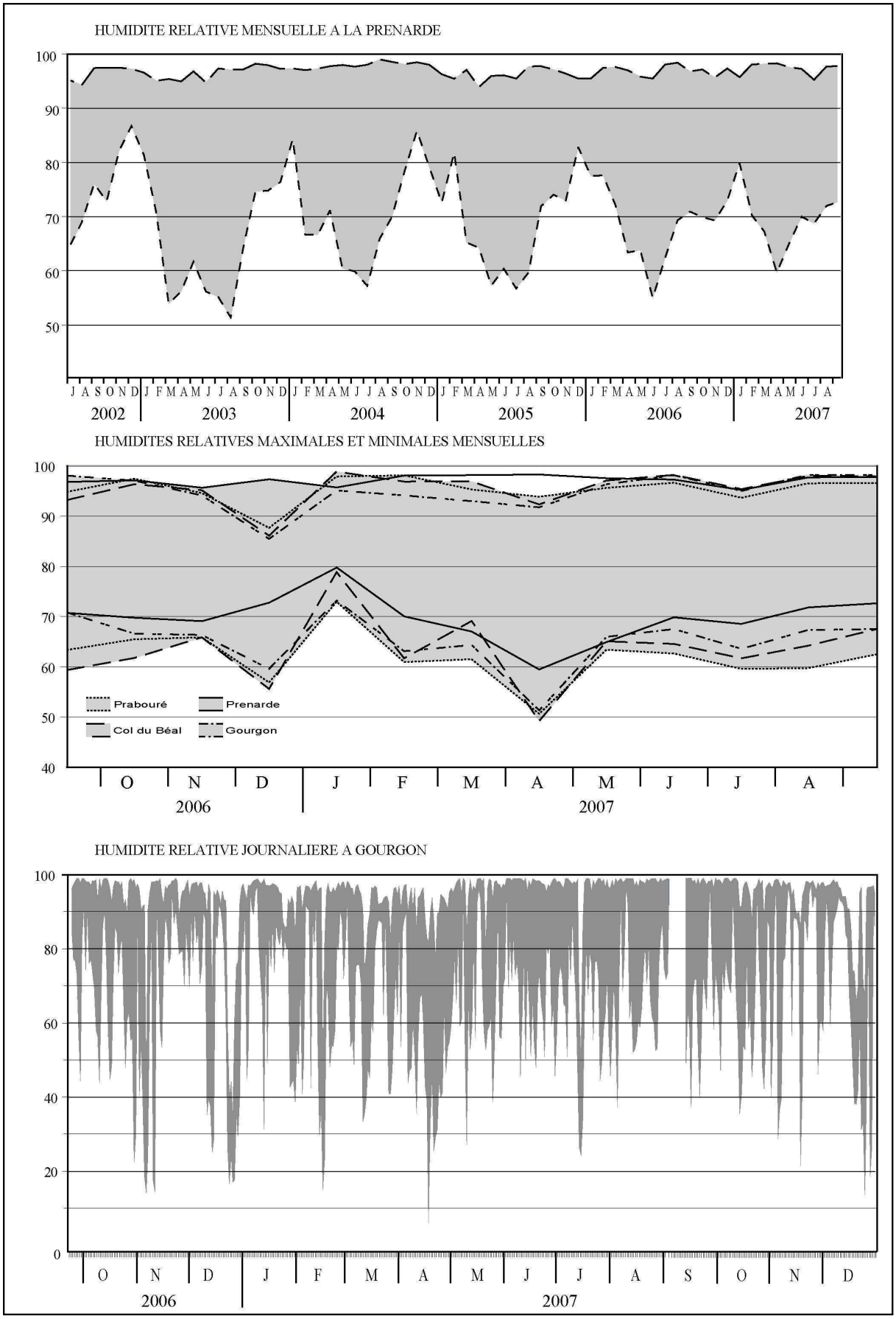
Au-delà de ces valeurs, les températures permettent de définir la durée de la période végétative et par conséquent la période durant laquelle l'évapotranspiration est la plus efficace [Fao 1978]. A Gourgon, la moyenne mensuelle des températures minimales reste négative au minimum de décembre à avril. Il faut attendre le mois de novembre pour que le nombre de jours avec gélée devienne important (55%). Ensuite, durant l'hiver, il gèle pratiquement tous les jours. Ce n'est qu'en mai que le nombre de jours avec gelée diminue. Pourtant, il représente encore un tiers des jours du mois. A l'inverse, la moyenne mensuelle des températures maximales ne dépasse 10°C que de mai à septembre. La température moyenne journalière est un autre paramètre important pour déterminer la durée de la saison végétative [Higgins et Kassam 1981]. En effet, à la Prenarde, elle dépasse 5°C (limite de température définie pour la croissance des végétaux – FAO) de manière significative (plus de 70% des jours du mois considéré) entre mai et octobre. La période végétative peut donc être estimée à 6 mois à 1150 m d'altitude et se réduit avec l'altitude (5 à 5,5 mois à Gourgon à 1350 m).

Figure 58 - Relations entres les températures aux différentes stations



Par conséquent, ce n'est que durant cette période végétative que l'absence de données est préjudiciable pour les calculs de bilan de l'eau. Toutefois, il apparaît que les températures aux différentes stations sont très bien corrélées (Fig.58). Il s'agit de relations linéaires qui présentent des coefficients de détermination proches de 1. Il nous est donc possible, sans risque d'erreur majeur, de compléter les valeurs manquantes dans les séries de données.

Figure 59 - Hygrométrie



La pression de vapeur saturante, qui correspond à la pression partielle de vapeur d'eau contenue dans l'air saturé, étant une fonction croissante de la température, nous abordons maintenant les résultats des données hygrométriques. L'humidité relative de l'air influe sur les possibilités d'échanges de molécules entre l'eau et l'air et, par conséquent, détermine l'intensité du processus d'évaporation [Cosandey et Robinson, 2000].

Plus que les valeurs moyennes, nous présentons sur la figure 59, les valeurs minimales et maximales qui traduisent les rythmes diurnes et saisonniers des variations de l'humidité relative de l'air. C'est généralement au cours des journées estivales, chaudes et bien ensoleillées, que les valeurs minimales sont enregistrées. Ainsi, les moyennes mensuelles des valeurs minimales journalières à la Prenarde font clairement apparaître les variations saisonnières du pouvoir évaporant (Fig.59). Si les valeurs horaires de l'humidité relative à Gourgon, de fin 2006 à fin 2007, ne traduisent pas ce phénomène, c'est parce que l'été 2007 a été particulièrement humide. En effet, en 2007, les plus faibles valeurs d'humidité relative sont enregistrées au printemps (10% en avril), alors que le taux d'hygrométrie maximum journalier atteint généralemet 100% durant l'été (Fig.59). Les périodes où l'humidité relative jouranalière maximale ne dépasse pas 90% sont rares. Pour Gourgon, mais c'est également vrai pour les données de la Prenarde, de Prabouré et du Col du Béal, nous observons ainsi, lors de la dernière décade de décembre 2006, un épisode très marqué de fort déficits de saturation de l'air en vapeur d'eau. Durant 7 jours, l'humidité relative ne dépasse pas 70%, dont 4 jours consécutifs avec des valeurs inférieures à 50%.

Si le bilan des valeurs de Gourgon, Prabouré et du col du Béal montre que l'humidité relative mesurée par ces trois stations est assez proche. La situation à la Prenarde est plus singulière. En effet, les valeurs enregistrées par l'hygrographe sont généralement supérieures à celles des autres stations. Sur la figure 59, pour la période 2006 – 2007, la courbe des moyennes mensuelles des valeurs minimales journalières se distingue clairement. Dans le contexte forestier, la saturation de l'air atteint plus souvent 100% et cela se traduit, comme nous l'avons montré en nous intéressant à la part des précipitations inférieures à 0,2 mm, par une fréquence importante des phénomènes de rosée. Cela est également à mettre en relation avec la plus faible turbulence de l'air à la Prenarde, en relation avec le rôle d'abri de la clairière vis-à-vis du vent.

4.2.1.4 Vitesse du vent

Le vent est la composante horizontale du mouvement de l'air. C'est un phénomène très variable, dont les changements sont généralement brusques et rapides. Par conséquent, la mesure instantanée du vent n'est pas significative de la valeur d'ensemble des mouvements horizontaux de l'air au point d'observation. Nous avons mesuré le vent moyen, ou vitesse du vent moyenne horaire, journalière et mensuelle. Ainsi, à Gourgon, le 24 novembre 2006, alors que la vitesse moyenne horaire à 10H était de 4,1 $m.s^{-1}$ (14,7 $km.h^{-1}$), nous mesurions lors de rafales, des vitesses instantanées supérieures à 10 $m.s^{-1}$ (36 $km.h^{-1}$). Si les valeurs sont mesurées en mètres par seconde ou hectomètres par heure, nous avons également utilisé l'échelle de Beaufort pour classer les valeurs moyennes horaires par type de vent.

La vitesse moyenne du vent à la Prenarde sur l'ensemble de nos enregistrements est de 0,4 $m.s^{-1}$, soit 1,44 $km.h^{-1}$. Sur 12578 valeurs enregistrées, s'il n'y a que 26,5% des heures sans vent, 66% des valeurs de moyenne horaire sont classés 0 (calme) dans l'échelle de Beaufort. En effet, en contexte de clairière, au cœur d'un environnement forestier, les vitesses moyennes du vent à 2 m de hauteur sont très modérées. En moyenne, seulement 5% des heures peuvent être classés comme de légères brises dans l'échelle de Beaufort (classe 2). En octobre 2006, mois pour lequel la part des vents moyens horaires classés 2 est la plus importante de notre série de données, le nombre d'heures avec un vent moyen supérieur à 1,7 $m.s^{-1}$ n'est que de 100, soit 13,4% des heures du mois.

A Gourgon, la vitesse moyenne est de 1 $m.s^{-1}$, soit 3,6 $km.h^{-1}$. Situé sur les Hautes Chaumes, le site est beaucoup plus exposé au vent. Ainsi, le nombre d'heures sans vent est inférieur de moitié à celui de la Prenarde (12%). La vitesse moyenne horaire maximale enregistrée atteint 5,8 $m.s^{-1}$ ou 20,9 $km.h^{-1}$ (le 5 mai 2007). Entre avril et août 2006, le vent a soufflé près des deux tiers du temps. Les classes 2 à 4 de l'échelle de Beaufort sont atteintes par plus d'un quart des valeurs moyennes horaires (26,5%). Le mois le plus venté est novembre 2006 (83% des heures sont classés 1 ou plus) et le mois de février 2007 est celui où le vent est le plus fort (15% des valeurs horaires sont classés 3 ou 4).

Sur les graphiques de la figure 60, nous pouvons remarquer que les valeurs du vent à la Prenarde et à Gourgon semblent varier de manière similaire. En effet, malgré les contextes locaux différents et la distance entre les sites, il apparaît qu'il existe une relation entre les valeurs des deux stations (Fig.61).

Figure 60 - Vitesse du vent

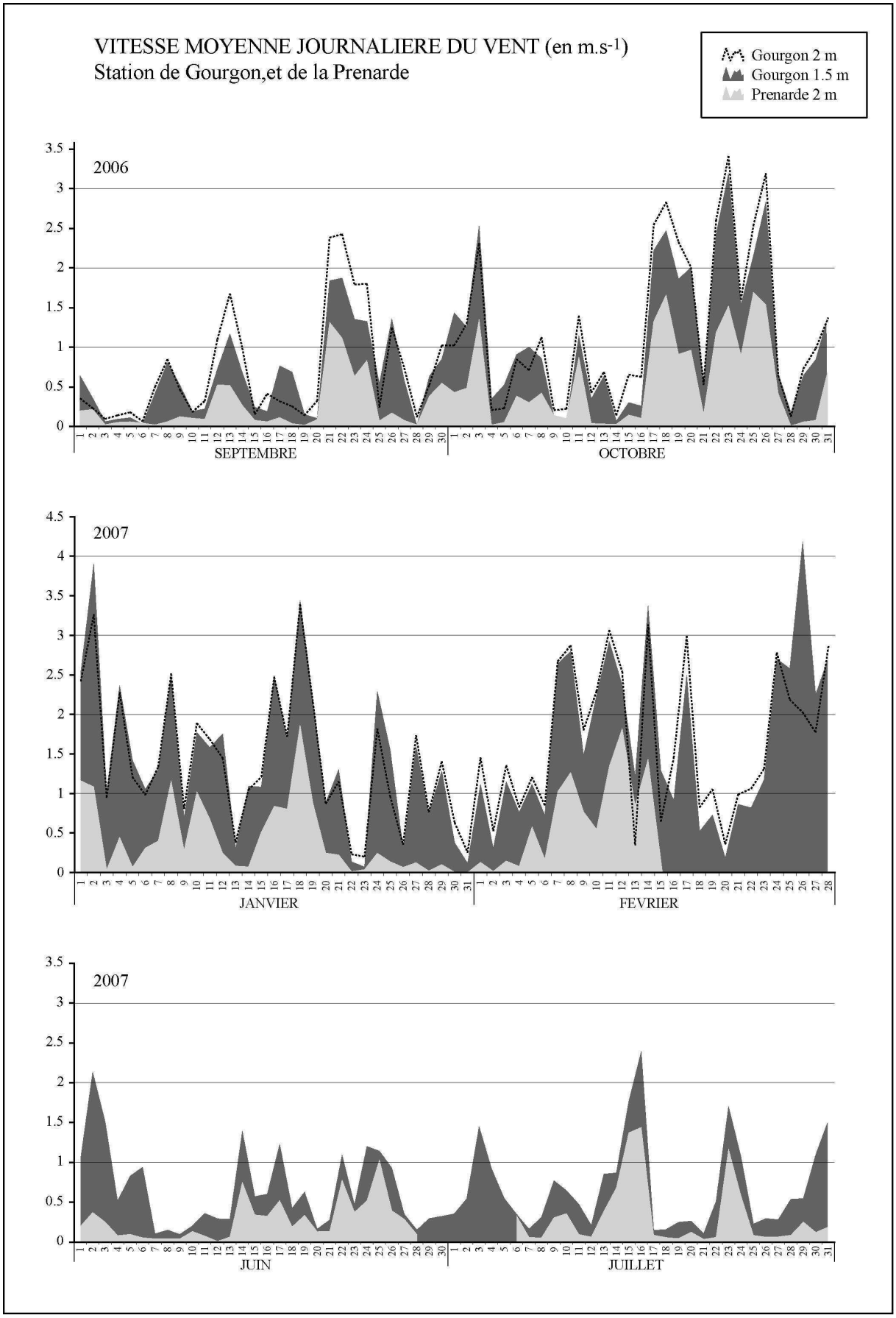
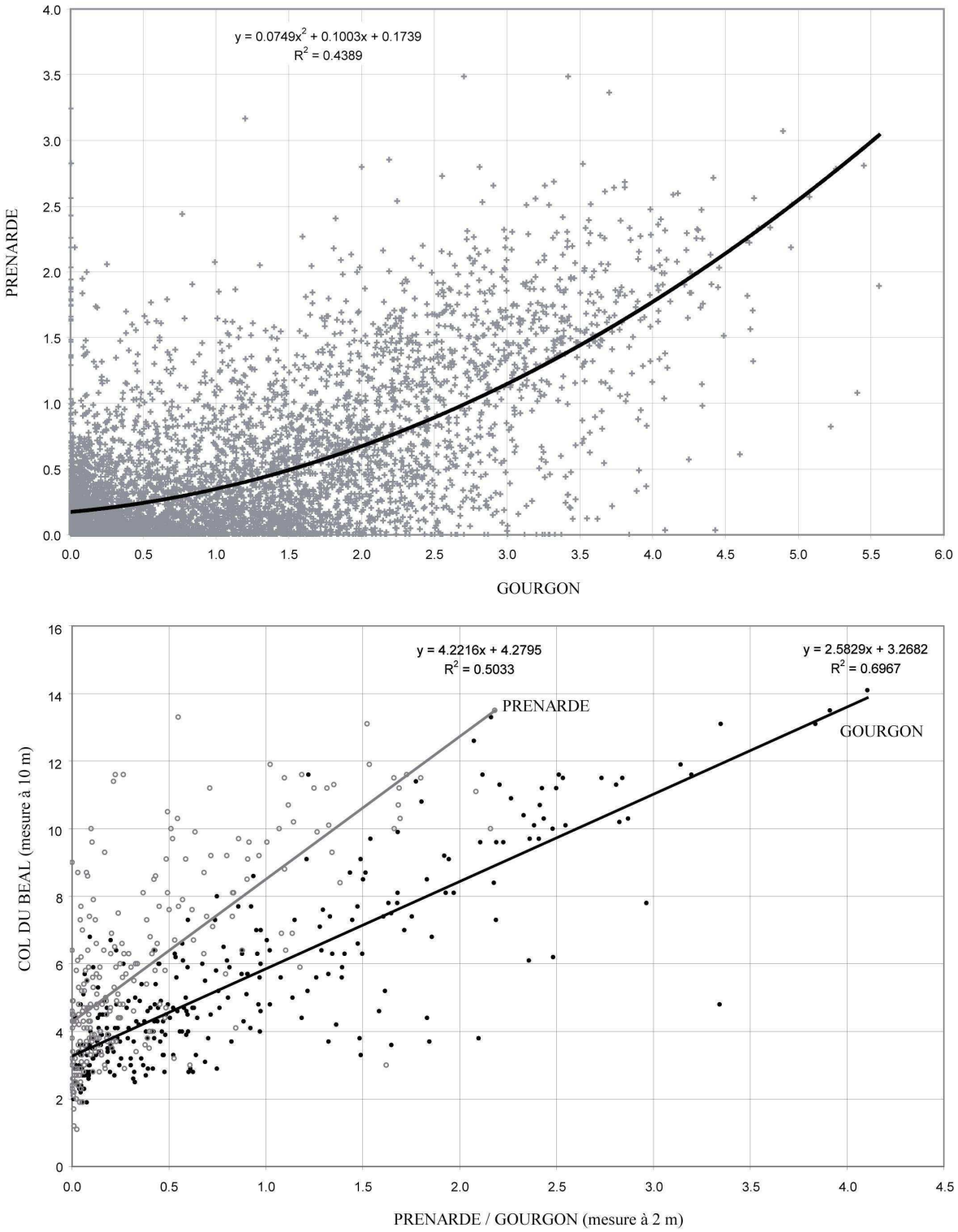


Figure 61 - Relation entre le vent à Gourgon, la Prenarde et au Col du Béal



Ainsi, entre la Prenarde et Gourgon, si le coefficient de détermination pour les valeurs horaires n'est que de 0,43, il atteint 0,6 avec les vitesses moyennes journalières du vent. La courbe traduit l'influence de l'effet d'abri à la Prenarde lorsque les vitesses du vent sont faibles. Nous constatons également qu'il existe une bonne relation entre les valeurs journalières de Gourgon et celles de la station Météo France du Col du Béal, mesurées à 10 m de hauteur. En effet, le coefficient de détermination est de 0,7 sur la période octobre 2005 – août 2007. Il illustre l'importance du vent en surface sur les Hautes Chaumes du Forez et le faible impact des boisements de bouleaux pour limiter l'effet du vent.

4.2.2 Paramètres hydrologiques

Nous allons maintenant nous intéresser aux données hydrologiques à savoir les débits et la piézométrie. Pour ces deux paramètres, il s'agit de données inédites puisqu'aucun dispositif de mesure n'avait jusqu'ici été installé pour quantifier les débits des petits rus en tête de bassins versants ou pour mesurer les variations des niveaux de la nappe dans les tourbières.

4.2.2.1 Débits

La mesure continue du débit est complexe. Il ne s'agit pas d'une mesure directe, mais d'un calcul qui met en relation la surface en eau et la vitesse d'écoulement au point de mesure. Il est possible de connaître les débits en ne mesurant que les variations des hauteurs d'eau dans la section. Pour cela, il faut établir une courbe de tarage qui met en relation les hauteurs d'eau avec les débits. Il faut autant que possible, réaliser des mesures qui correspondent à différentes gammes de débits : basses eaux, hautes eaux, etc. Afin de connaître très précisément la géométrie des surfaces d'écoulement, nous avons établi, à l'aide d'un tachéomètre, les profils des sections d'écoulement de nos différentes stations de mesure. Les sections, dégagées d'éventuels obstacles, sont stables pour le Chantereine aval (La Prenarde) et le Chorsin (Gourgon) (Fig.62 et 63). Pour les sections, du Chantereine amont (La Prenarde) et de la Mare amont, la géométrie du fond sableux, moins stable, peut être complétement modifiée lors des épisodes de crue. Les mesures régulières de débits ont permis de prendre en compte ce phénomène. Toutefois, les largeurs des sections n'ont pas évolué depuis l'installation des codeurs limnimétriques mesurant les hauteurs d'eau. Nous avons donc établi les courbes de tarage des différentes stations et fait apparaître les liens entre débits et vitesses d'écoulement.

Figure 62 - Courbes de tarage : Chantereine

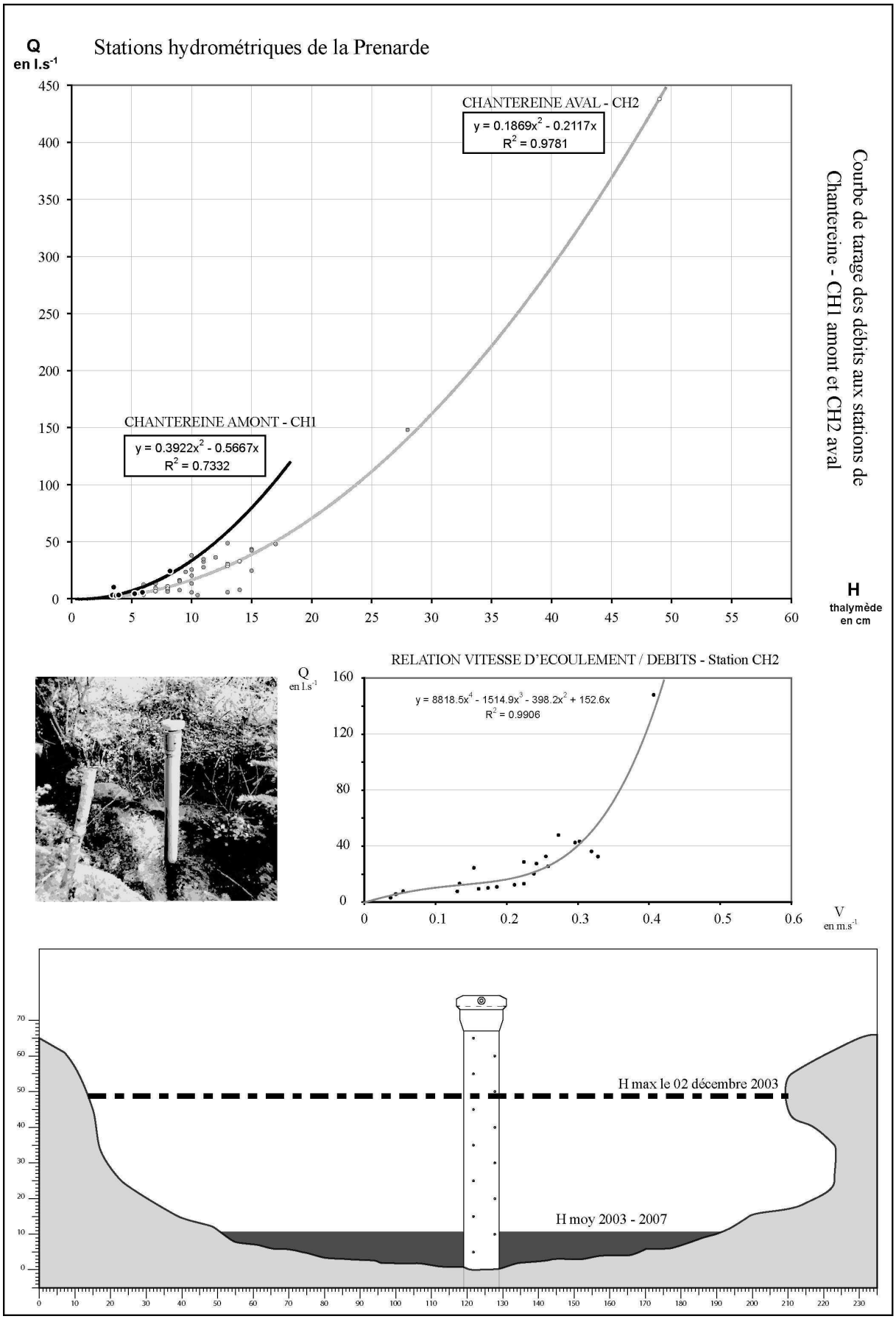
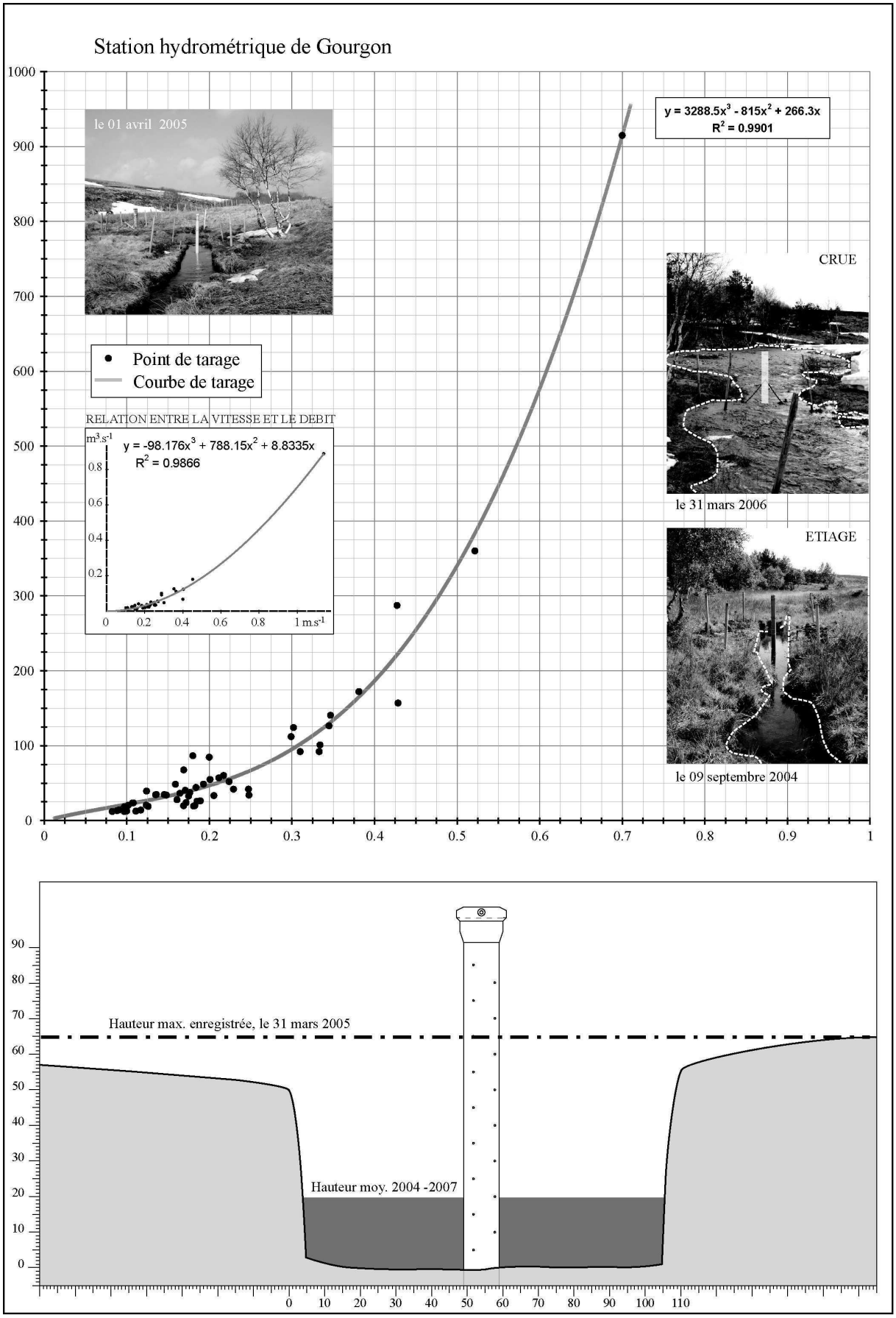


Figure 63 - Courbe de tarage : Chorsin



Entre septembre 2003 et août 2007, pour nos petits cours d'eau de tête de bassin versant, les débits maximums ont été enregistrés le 2 décembre 2003. Sur le Chantereine, à l'exutoire du bassin versant d'étude (Chantereine aval), le débit journalier maximum s'élève alors à 464 $l.s^{-1}$ pour une hauteur d'eau moyenne de 50,4 cm. Le débit moyen sur l'ensemble de la période d'enregistrement est de l'ordre de 17,3 $l.s^{-1}$, pour une hauteur d'eau de 9,8 cm. A l'amont de la tourbière de la Prenarde, la station de Chantereine amont enregistre, entre août 2005 et août 2007, une hauteur d'eau moyenne de 7,1 cm, représentant un débit moyen de 8,3 $l.s^{-1}$.

Durant l'été 2006, une station limnimétrique supplémentaire a été installée sur la Mare amont. Elle est située en tête de réseau hydrographique, délimitant un bassin versant de taille de 84 hectares comparable à celui que nous étudions pour le Chantereine (85 hectares). L'objectif est de comparer les écoulements à l'exutoire de deux bassins versants l'un avec tourbières, l'autre sans. Leurs caractéristiques géométriques sont proches :

	Aire en Km^2	Périmètre en Km	Kc	Altitudes en m		Rectangle équivalent en Km		Longueur du réseau en Km
				max	min	L	l	
Chantereine amont	0.9	4.8	1.45	1220	1120	1.97	0.42	2.25
Mare amont	0.8	4.6	1.40	1225	1138	1.84	0.44	2.1

Nous constatons, sur la figure 64, la grande variabilité des hauteurs d'eau enregistrées par le codeur limnimétrique. Si une courbe de tarage a été établie, elle souffre encore du manque de points de tarage et s'affinera avec les mesures à venir. Pour l'heure, sur la période allant de septembre 2006 à août 2007, nous estimons le débit moyen à 12 $l.s^{-1}$ pour la station Mare amont. Sur la même période, le débit moyen est de 11,7 $l.s^{-1}$ à la station de Chantereine aval et de 6,3 $l.s^{-1}$ à la station de Chantereine amont. Pour le moment, nous ne développerons pas l'analyse. L'étude comparative détaillée du comportement des bassins versants du Chantereine et de la Mare amont sera présentée plus loin.

Pour le Chorsin, la station enregistre son débit maximum journalier le 12 février 2005 avec 445,7 $l.s^{-1}$, lors d'un épisode de fonte des neiges (Fig.65). Toutefois, il ne s'agit sans doute pas du maximum sur la période 2004 – 2007. En effet, nous avons mesuré, le 31 mars 2006, un débit instantané de 888,7 $l.s^{-1}$. Il s'agissait également d'un épisode de crue provoqué par la fonte rapide du manteau neigeux suite à un redoux. Malheureusement, cet épisode n'a pas été enregistré par le codeur limnimétrique, car le tube en PVC servant de support, après avoir été déstabilisé par le poids de la neige, a été arraché par la crue.

Figure 64 - Hydrométrie du Chantereine et de la Mare

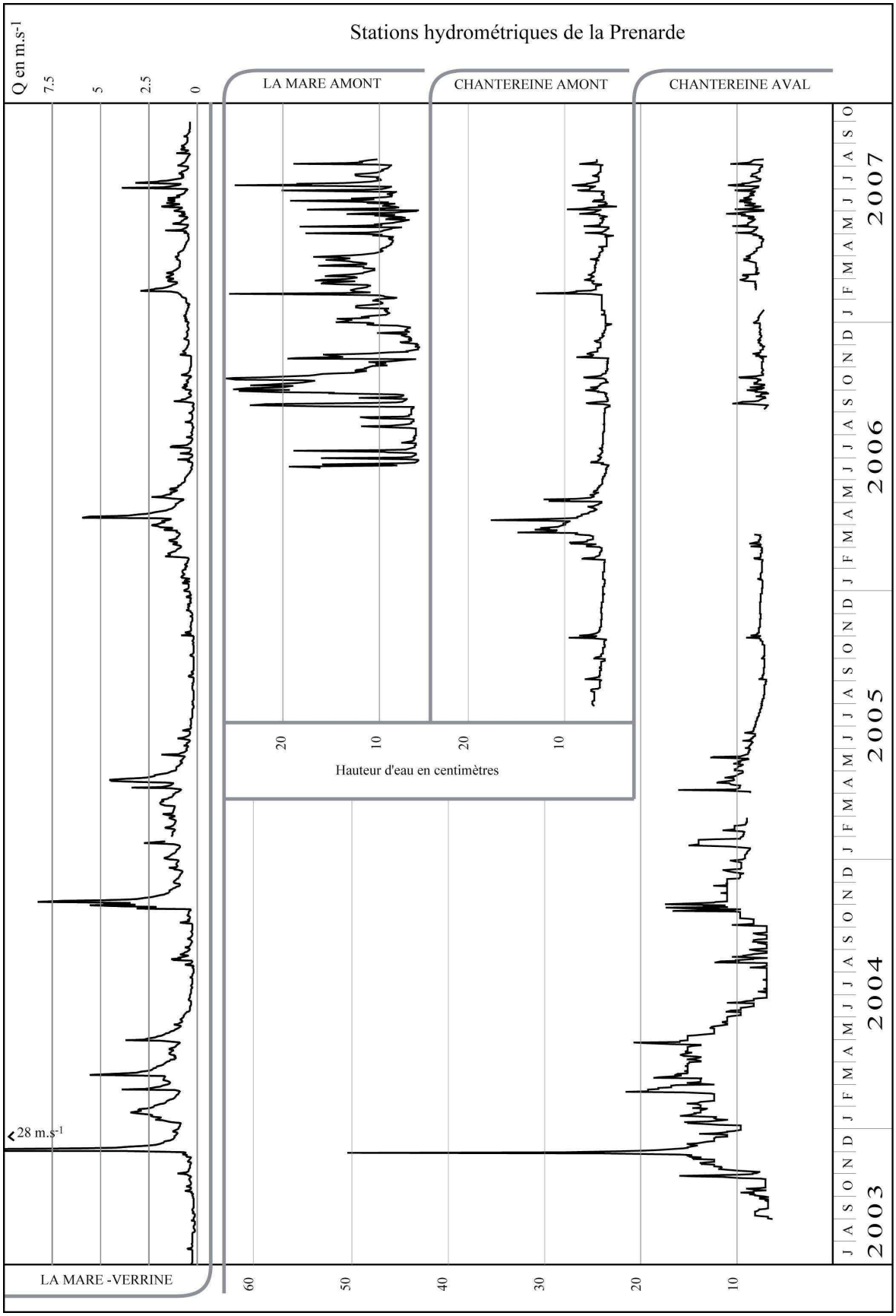
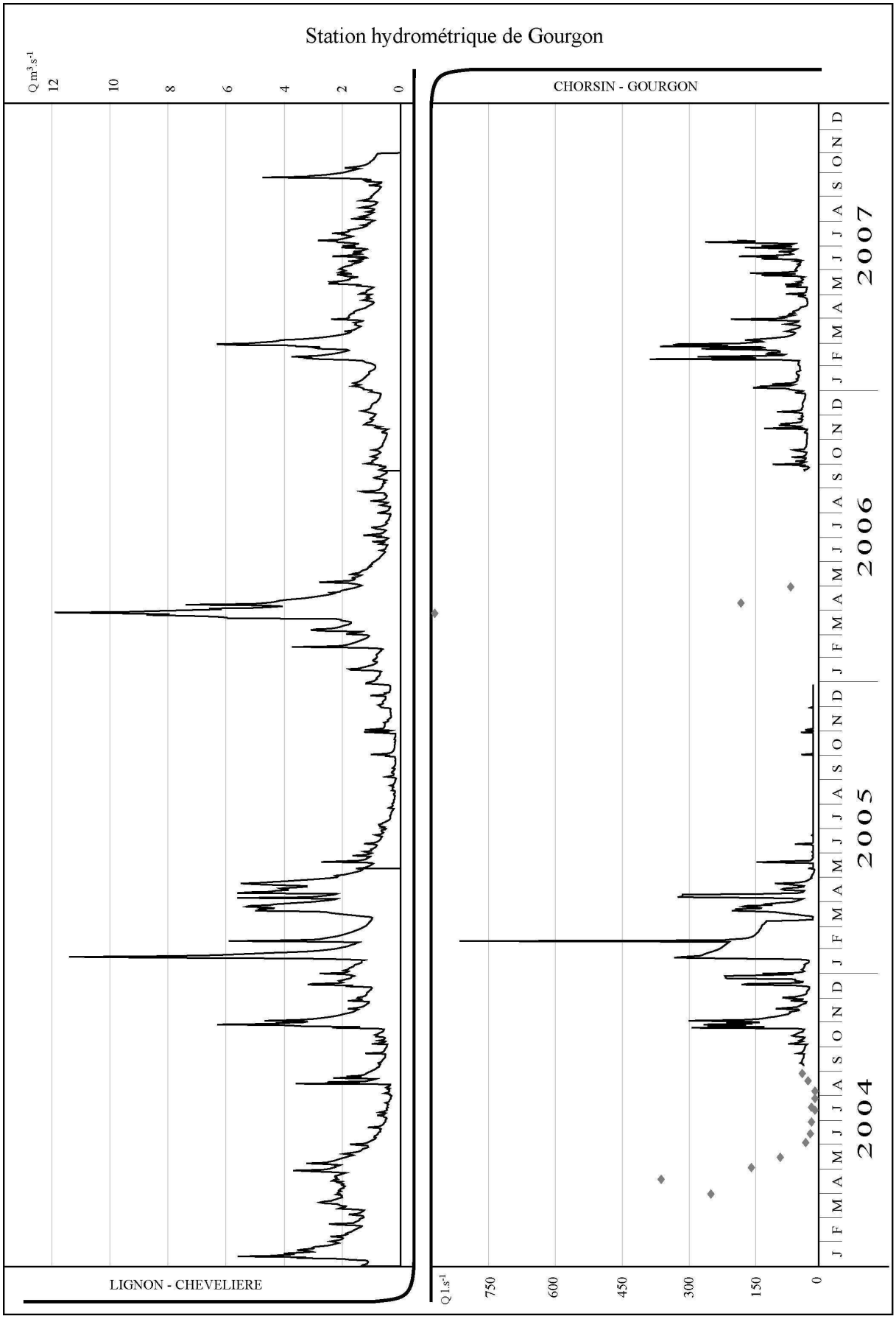


Figure 65 - Hydrométrie du Chorsin et du Lignon



Pour caractériser la période 2003 – 2007, nous allons relever les événements hydrologiques marquants qui apparaissent dans nos séries de données. Nous pouvons également nous appuyer sur les hydrogrammes de la Mare à Vérines et du Lignon à Chevelières (Banque HYDRO) qui, bien que situés beaucoup plus à l'aval, nous permettent de confirmer nos observations et de les mettre en perspective sur les vingt dernières années (septembre 1987 à août 2007) (Fig.64 et 65). La station hydrométrique de Vérines est située sur la Mare, à 540 m d'altitude, au contact de la plaine et du versant occidental des Monts du Forez (17 Km à l'aval de la station de Chantereine aval). Le bassin versant représente alors 95,2 km^2. La station de Chevelières se situe sur le Lignon à 818 m d'altitude (bassin versant de 60,5 km^2).

Ainsi, la période de sécheresse du printemps et de l'été 2003, s'est traduite, pour le Lignon à la station de Chevelières, par les plus faibles débits mensuels enregistrés au cours des vingts dernières années entre mai et septembre. Durant cette période, les valeurs journalières sont très fréquemment inférieures aux basses eaux. Elles sont calculées sur 36 ans pour la Mare et sur 59 ans pour le Lignon suivant la loi de Galton (fréquence quinquennale). *A contrario*, les débits mensuels pour le mois de décembre sont les plus importants des vingt dernières années. Avec 42,2 $m^3.s^{-1}$, le débit maximal instantané de la Mare, depuis l'installation de la station de Vérines en 1970, est enregistré le 2 décembre 2003. Durant cette journée où les cumuls de précipitations ont atteint des records, le débit journalier s'élève à 28 $m^3.s^{-1}$.

La première moitié de l'année 2004 est assez conforme à la situation médiane. En effet, les débits hivernaux et printaniers légèrement excédentaires compensent un début d'été légèrement déficitaire. Seuls les mois d'août et de novembre sont marqués par des crues plus significatives (débit journalier de 8,2 $m^3.s^{-1}$ à Vérines, le 4 novembre 2004).

L'année 2005 est marquée par des étiages très sévères de septembre à décembre. Alors que le débit mensuel maximum des vingt dernières années est enregistré pour le mois d'avril sur le Lignon (4,26 $m^3.s^{-1}$), les débits baissent progressivement à partir de mai. A Chevelières, les débits mensuels de septembre, octobre, novembre et décembre sont les plus faibles mesurés depuis 20 ans. Cet épisode est assez comparable à celui de 2003 avec des débits journaliers qui s'abaissent sous la valeur des basses eaux (Loi de Galton, quinquennale). Cette situation perdure jusqu'à fin janvier 2006.

L'épisode hydrologique le plus marquant de l'année 2006 se produit sans doute à la fin de l'hiver et au début du printemps. En effet, avec 18,3 $m^3.s^{-1}$, le débit maximum instantané

du Lignon le 31 mars 2006 est supérieur à celui du 2 décembre 2003 (14,2 $m^3.s^{-1}$). A partir du 24 mars l'important manteau neigeux qui s'était accumulé pendant l'hiver fond, gonflant les débits de la Mare et du Lignon. Jusqu'à fin octobre, les débits sont relativement conformes aux valeurs médianes, sauf peut être pour le mois de mai où les débits atteignent le niveau des basses eaux. C'est également le cas en octobre et décembre.

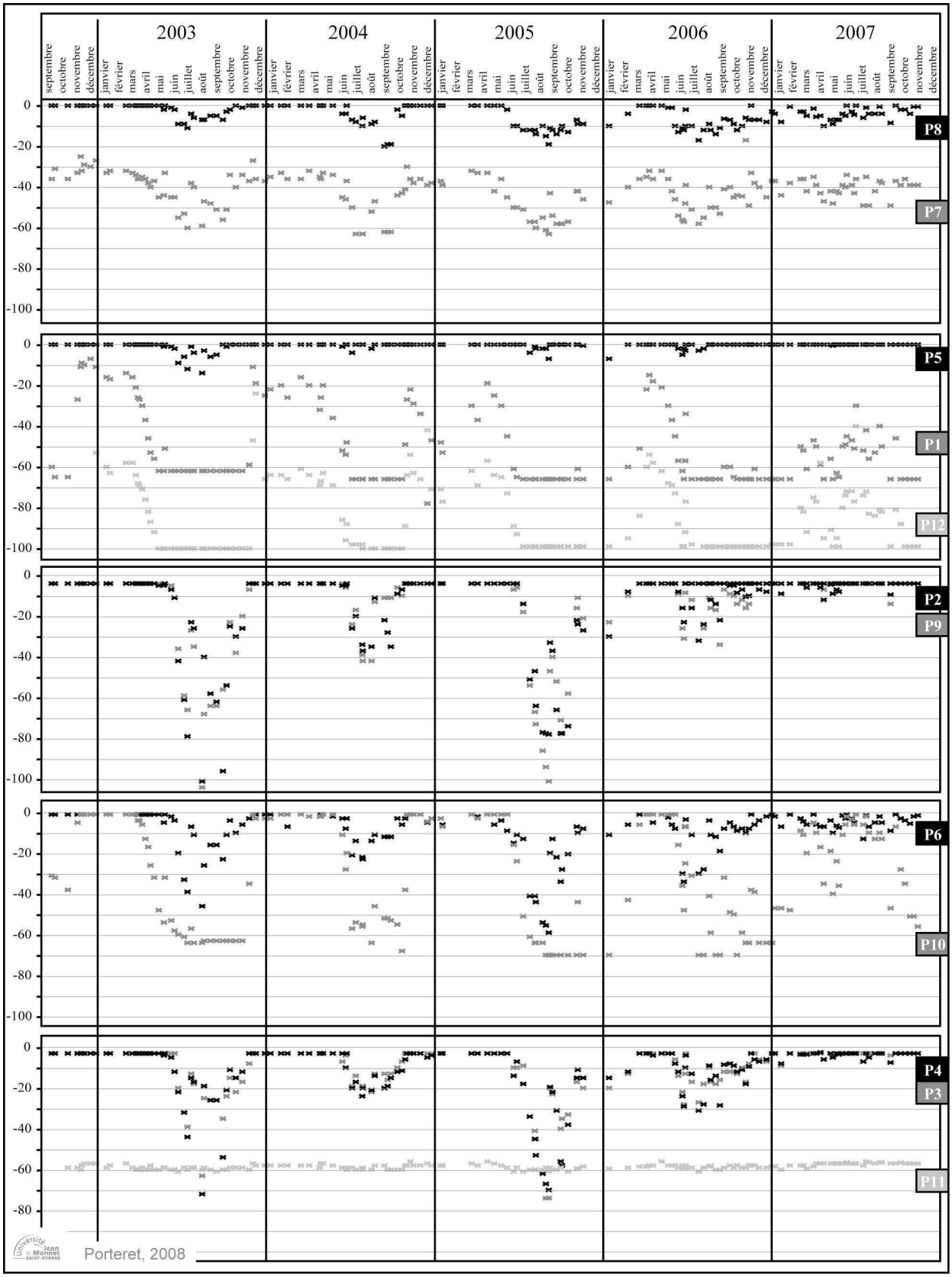
En 2007, nous observons des débits importants, supérieurs aux valeurs médianes, durant l'été et le début de l'automne. A Vérines, les valeurs journalières dépassent les valeurs de crue calculées suivant la loi de Gumbel à quatre reprises en juillet et août. Mais, c'est surtout l'importance du débit de base durant cette période qui attire notre attention. De mi-mai à mi-octobre, il est toujours supérieur aux valeurs médianes calculées pour les deux stations.

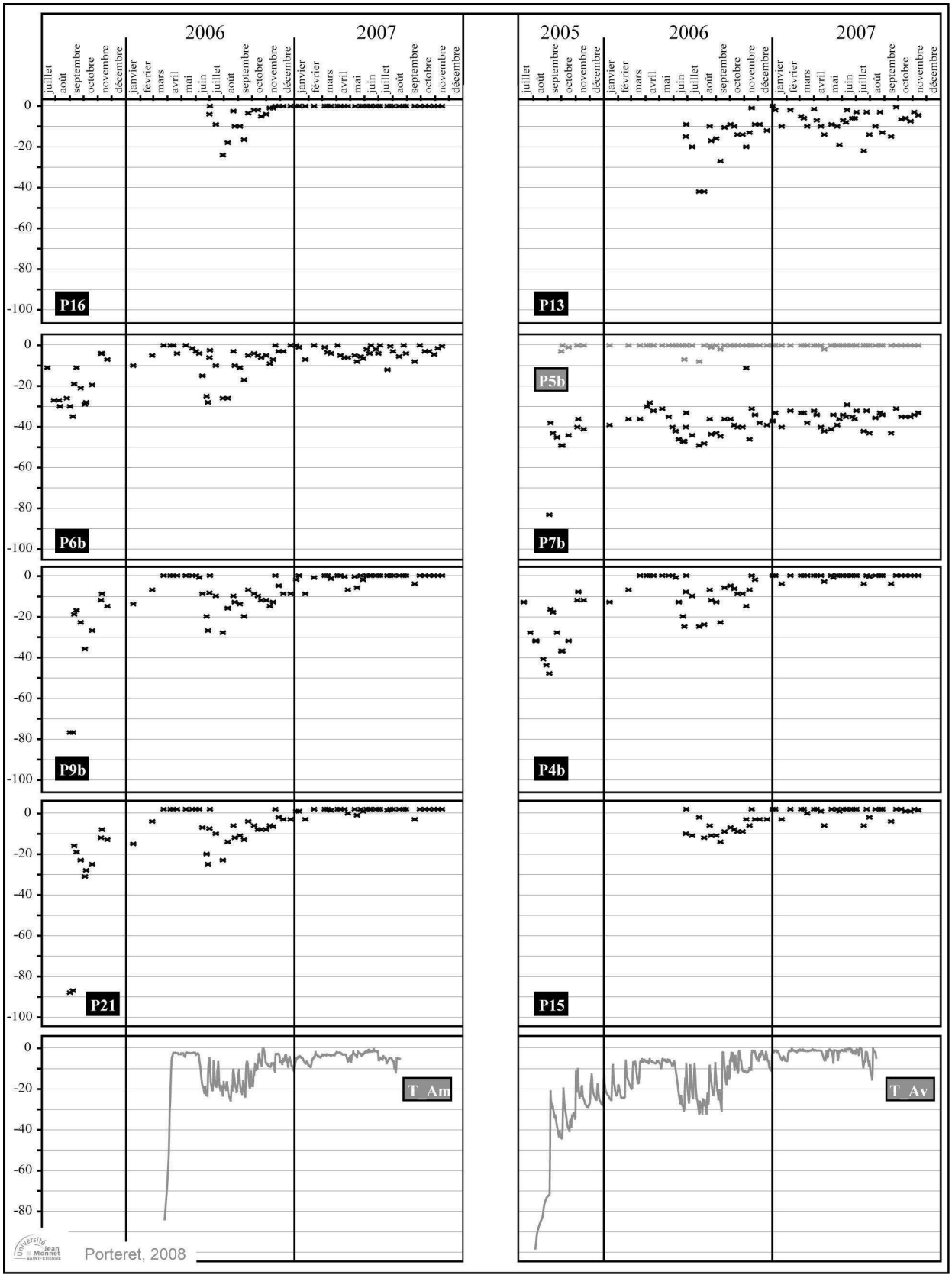
4.2.2.2 Piézométrie

La mesure des niveaux piézométriques dans les tourbières de la Prenarde, Gourgon et l'Etui a nécessité des mesures régulières qui nous ont imposé un suivi très contraignant. La mise en place d'équipements de mesure automatique (thalimède) sur les secteurs les plus représentatifs a progressivement permis de compléter les mesures ponctuelles grâce à des enregistrements au pas de temps horaire.

Sur le site de la Prenarde, entre septembre 2002 et fin août 2007, nous avons effectué 160 relevés de profondeur de la nappe d'eau (Fig.66). Cela représente, en moyenne, un relevé tous les 12 jours. Toutefois, leur répartition n'est pas aussi régulière. On observe la distribution saisonnière suivante : 22 relevés l'hiver, 46 au printemps, 51 l'été et 46 à l'automne. Le plus faible nombre de relevés durant l'hiver (piézomètres sous la neige) n'affecte pas la compréhension du fonctionnement hydrologique de la tourbière : l'hiver, elle est proche de la saturation et les niveaux d'eau sont près de la surface ; l'été les niveaux connaissent des fluctuations importantes. De même, il n'y a pas d'uniformité des niveaux piézomètriques moyens sur l'ensemble des piézomètres. La profondeur moyenne de la nappe d'eau dans le piézomètre 5 est de 0,7 cm, alors qu'elle est de 30,3 cm pour le piézomètre 10 et 11,4 cm pour le piézomètre 2. De même, l'amplitude maximale des variations du niveau d'eau peut être très faible dans certains secteurs de la tourbière, 20 cm pour P8, et très forte dans d'autres, 71 cm pour P3. Sans rentrer dans le détail de l'analyse des données qui sera présentée plus loin, nous pouvons déjà constater qu'à la Prenarde, il existe des comportements piézométriques très différents au sein de la tourbière.

Figure 66 - Niveaux piézométriques dans la tourbière de la Prenarde

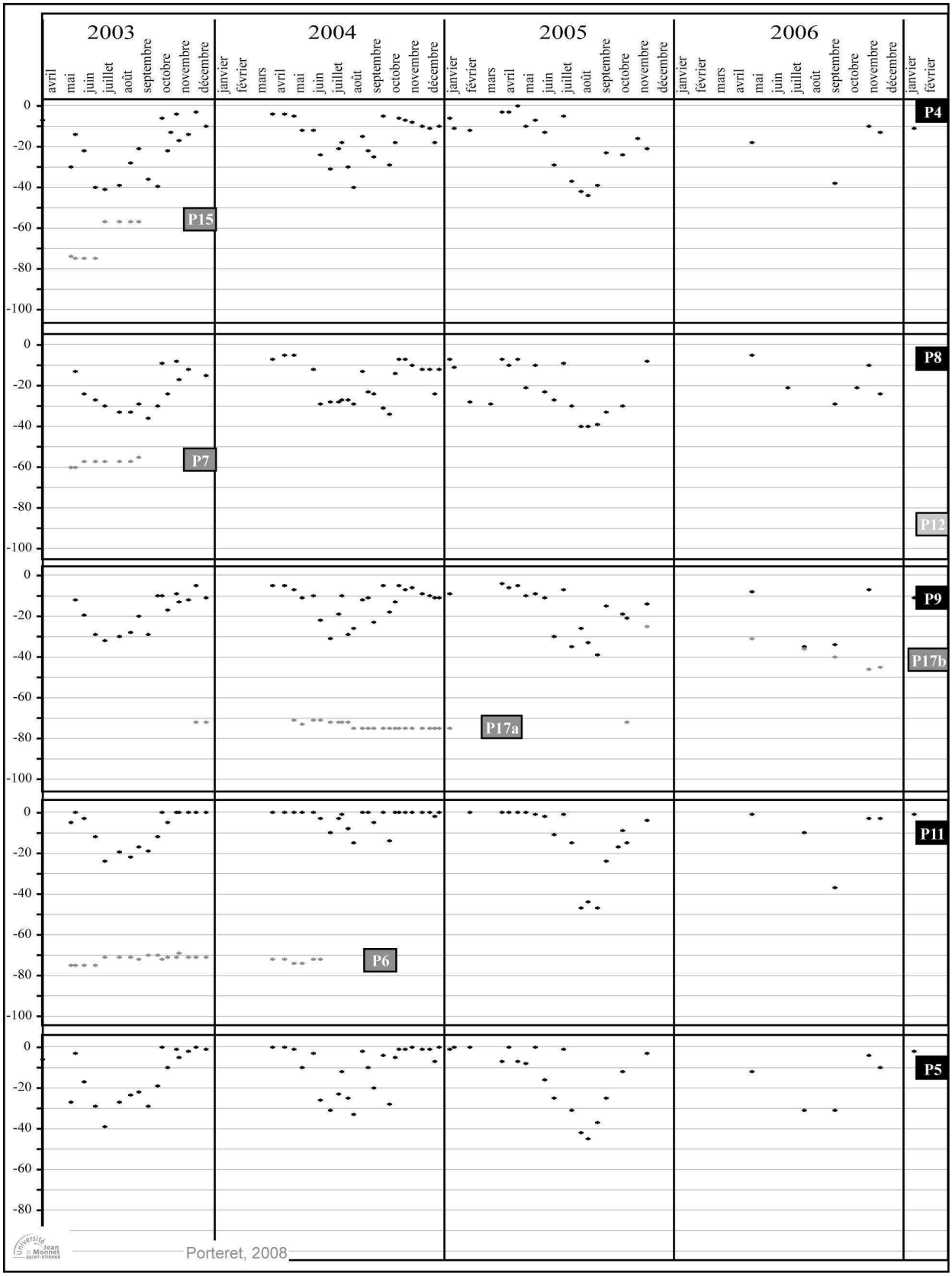


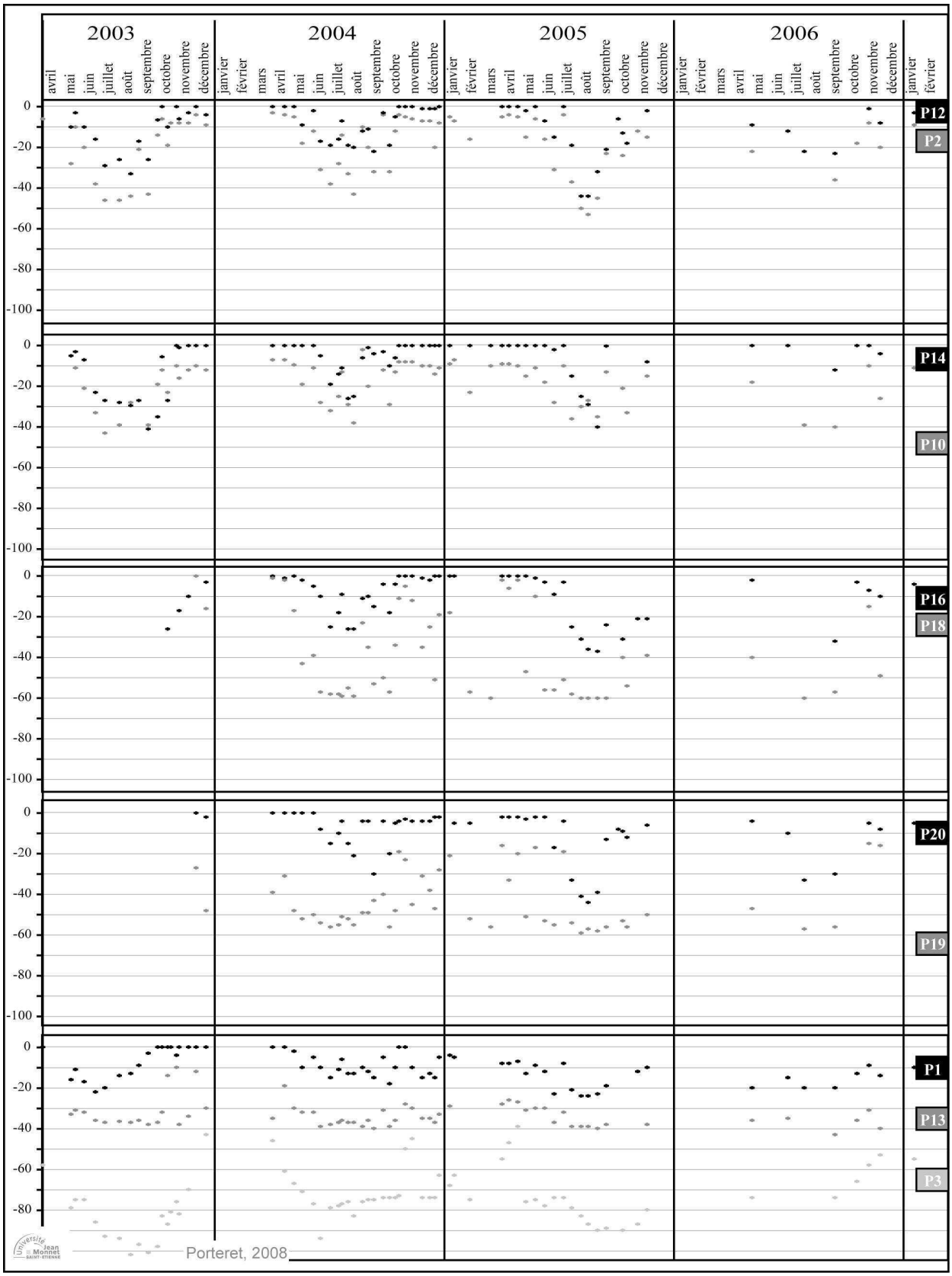

2005
2006
2007
juillet
août
septembre
octobre
novembre
décembre
janvier
février
mars
avril
mai
juin
juillet
août
septembre
octobre
novembre
décembre
0
-20
-40
-60
-80
-100
P16
P13
P6b
P5b
P7b
P9b
P4b
P21
P15
T_Am
T_Av
Porteret, 2008

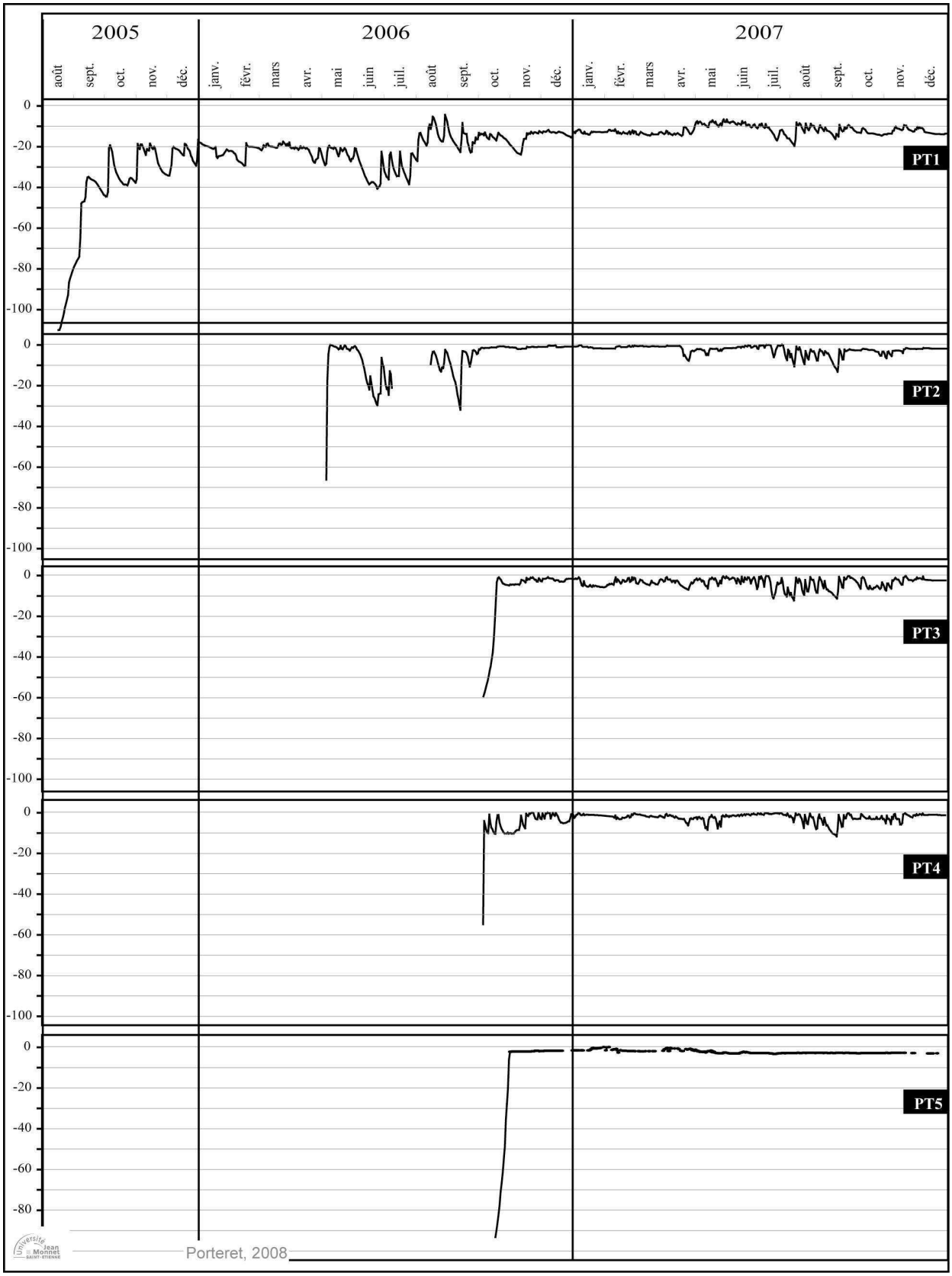
Depuis fin 2005, début 2006, les piézomètres du réseau de base qui atteignent le substrat minéral sous-jacent ont été doublés par des tubes placés uniquement dans la partie supérieure de la tourbière (P_bis). En effet, bien que les tubes PVC soient bouchés à leur extrémité, leur ancrage sur les formations colluviales, dans le but de stabiliser les piézomètres, peut favoriser les connections hydrauliques entre la tourbière et l'arène granitique. Les codeurs piézomètriques thalimèdes et les piézomètres manuels complémentaires ont été installés à cette même période (Fig.66). Les données horaires nous permettent dans un premier temps d'observer les vitesses de remontée de la nappe et de calculer la conductivité hydraulique. Nous pouvons ensuite noter sur les courbes de la figure 65 l'importance des fluctuations de la nappe de la partie centrale de la tourbière de la Prenarde.

Sur le site de Gourgon, nous avons effectué 73 relevés entre avril 2003 et décembre 2006, dont 65 les trois premières années (tous les quinze jours) (Fig.67). En effet, depuis 2006, fort des premières observations, des codeurs piézométriques ont pris le relais en 5 points caractéristiques du fonctionnement du complexe tourbeux. A 1350 m d'altitude, le relevé des piézomètres est généralement impossible dès les premières chutes de neige. En effet, le vent forme rapidement des congères qui bloquent l'accès au site pour tout véhicule. Toutefois, nous avons pu effectuer quelques relevés durant l'hiver (6,2%), notamment début 2005 en raison du faible enneigement. Les relevés pour le printemps (26,2%), l'été (34,4%) et l'automne (33,1%) sont plus nombreux. A la différence de la Prenarde, le réseau de piézomètres a pour objectif de rendre compte du fonctionnement d'un complexe tourbeux de plusieurs dizaines d'hectares associant des secteurs ombrotrophes et des secteurs minérotrophes. Les piézomètres sont installés au sein du système tourbeux afin de représenter le comportement de la nappe dans les différents mésotopes. Les valeurs piézométriques moyennes sur l'ensemble de la période de mesure traduisent bien la distinction entre les secteurs bombés ombrotrophes, dont la nappe se situe en moyenne à -20 cm, et les secteurs minérotrophes où le niveau moyen est plus proche de la surface vers -10 cm. Il existe quelques cas particuliers que nous détaillerons plus loin, comme les piézomètres 3, 13, 17b, 18 et 19. Les piézomètres 5, 6, 15 et 17a qui avaient été installés hors de la tourbe, dans l'arène granitique, ont été enlevés, car ils restaient vides en permanence. En effet, la présence de blocs ne nous a pas permis d'installer des tubes au-delà de -60 à -75 cm de profondeur. Nous pouvons donc en conclure que dans les formations d'arène granitique remaniée des versants, où la circulation de l'eau est rapide, la nappe n'atteint jamais les 60 premiers centimètres du sol.

Figure 67 - Niveaux piézométriques dans la tourbière de Gourgon



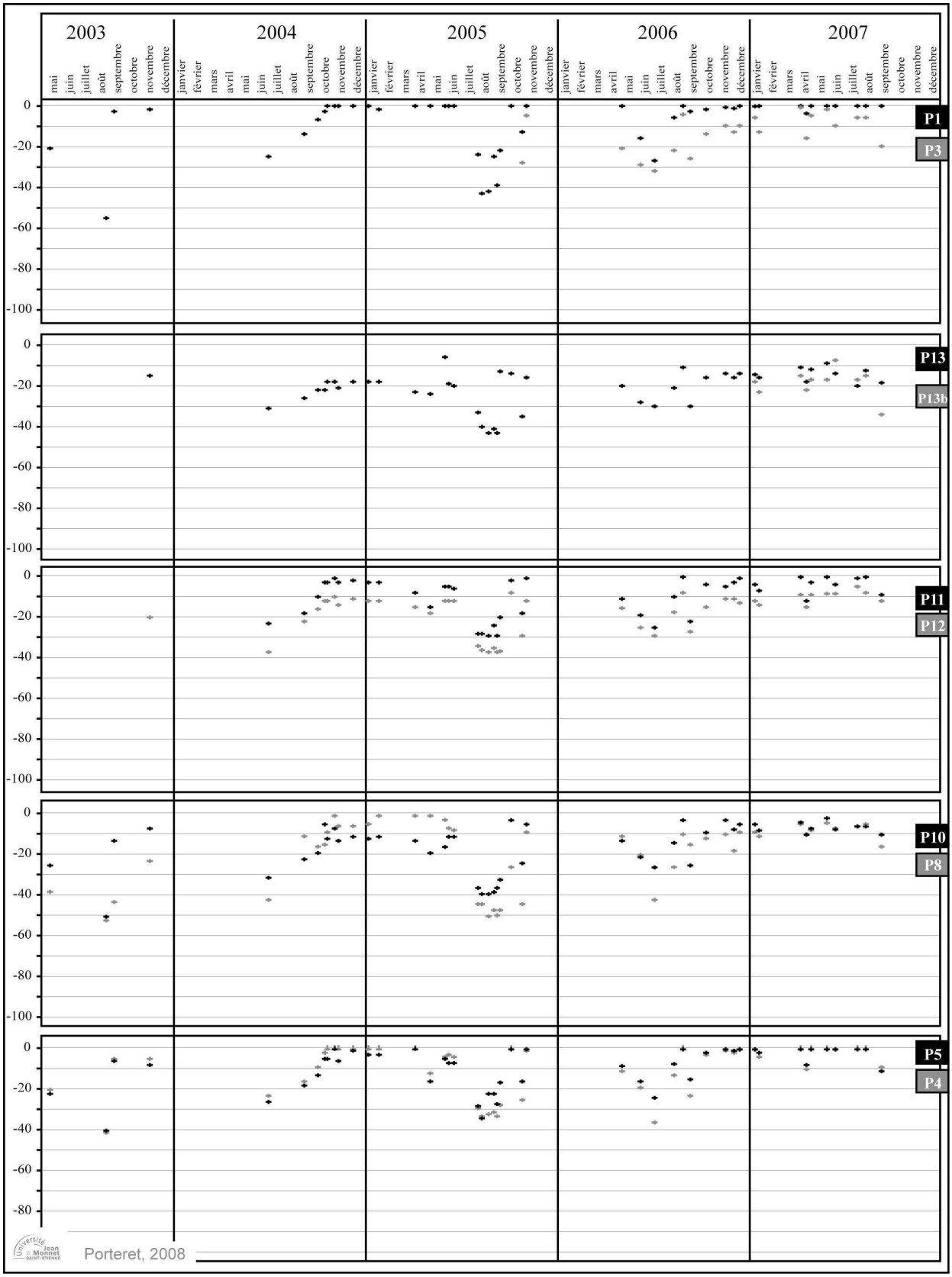

2003
2004
2005
2006
avril
mai
juin
juillet
août
septembre
octobre
novembre
décembre
janvier
février
mars
0
-20
-40
-60
-80
-100
P12
P2
P14
P10
P16
P18
P20
P19
P1
P13
P3
Porteret, 2008

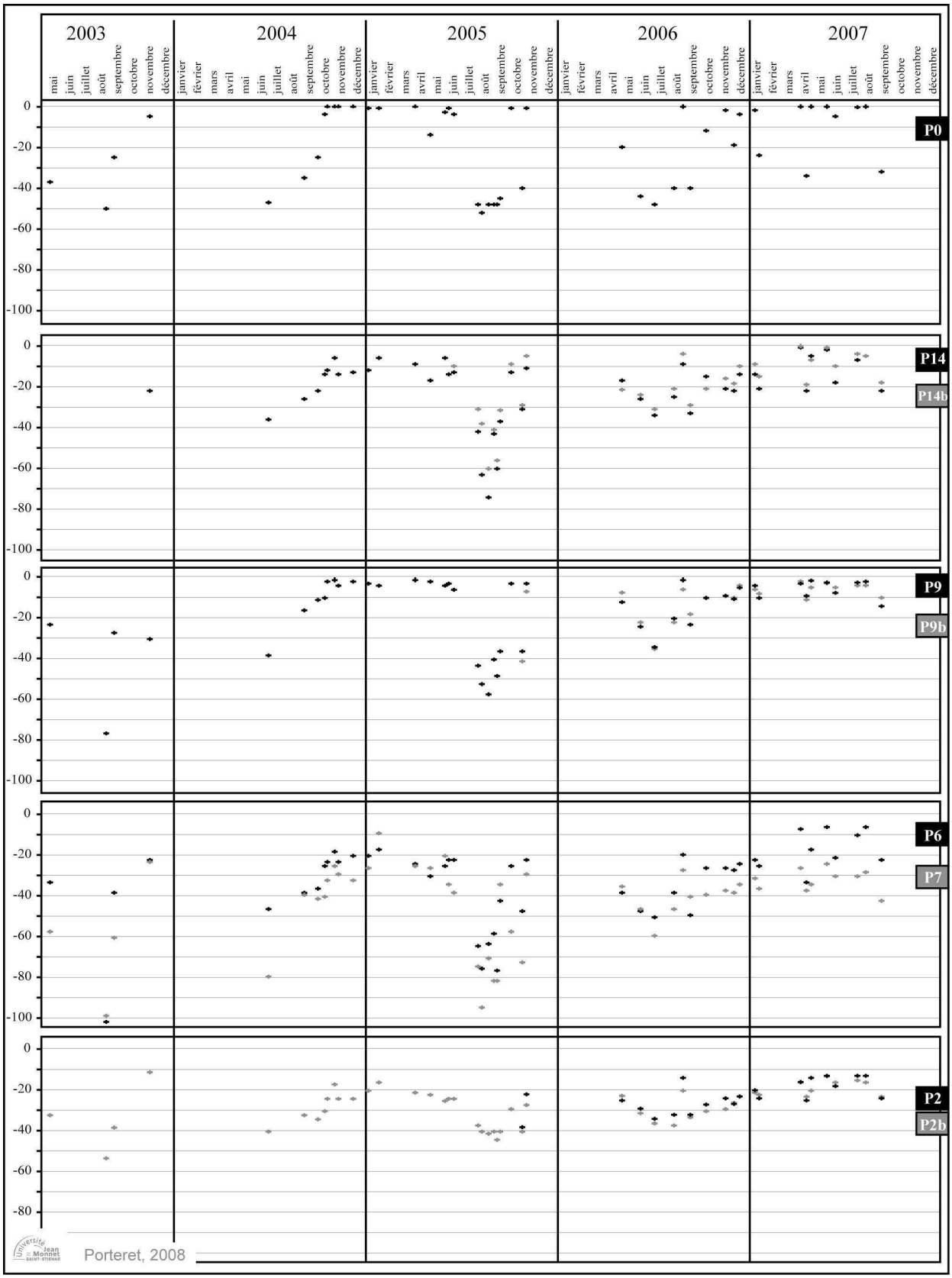

2005
2006
2007
août
sept.
oct.
nov.
déc.
janv.
févr.
mars
avr.
mai
juin
juil.
août
sept.
oct.
nov.
déc.
janv.
févr.
mars
avr.
mai
juin
juil.
août
sept.
oct.
nov.
déc.
0
-20
-40
-60
-80
-100
PT1
PT2
PT3
PT4
PT5
Porteret, 2008

Enfin, pour la tourbière haute ombrotrophe de l'Etui, nous avons effectué entre 2003 et 2007 près de 48 relevés (Fig.68). Toutefois, ce n'est qu'à partir de fin juin 2004 que sont réalisés des relevés plus réguliers et fréquents. Comme pour Gourgon, les périodes hivernales sont peu représentées (8%), notamment parce que le site est resté couvert d'un épais manteau neigeux entre décembre 2005 et fin mars 2006. La fréquence moyenne est donc de un relevé tous les vingt jours lorsque le site est accessible, répartis de la manière suivante : 27,1% au printemps, 37,5% l'été et 27,1% durant l'automne. Nous pouvons constater une organisation des valeurs piézométriques moyennes en deux ensembles distincts. Ainsi, sur le bombement, la nappe ne s'abaisse pas en dessous de quarante centimètres de profondeur même durant les périodes les plus sèches des étés 2003 ou 2005. Sa profondeur moyenne augmente vers la périphérie du bombement. Ainsi, elle est de 9,9 cm au piézomètre 11 et 20,9 cm au piézomètre 13. Dans le lagg, la nappe connaît des variations plus importantes. Les niveaux piézométriques peuvent s'abaisser jusqu'à 1 mètre de profondeur pour P6 et P7. Dans ce secteur, à proximité du ruisseau de l'Etui, elle n'atteint jamais la surface.

Il n'est pas possible de comparer les variations interannuelles du niveau moyen car le nombre et la répartition des relevés ne sont pas identiques pour chaque année de suivi. Nous nous baserons donc sur l'observation des valeurs extrêmes pour caractériser le comportement général des nappes d'eau de nos trois tourbières entre fin 2002 et fin 2007. Un premier constat s'impose : les variations des niveaux des nappes des trois sites expérimentaux répondent de la même dynamique. Dans les tourbières, les nappes sont affleurantes l'hiver et chutent à la fin du printemps ou au début de l'été, pour ne remonter qu'à l'automne. Notre période de mesure fait apparaître une succession de deux années, 2003 et 2005, avec des niveaux de nappe très bas et de deux années, 2004 et 2006, avec des niveaux de nappe sans doute plus conformes à la situation normale. À la Prenarde, dans le piézomètre 9, la nappe s'abaisse vers -100 cm en 2003 et 2005, alors qu'elle ne descend pas au dessous de 50 cm en 2004 et 2006. Nous pouvons noter que la baisse de la nappe en 2005 est exceptionnellement longue, puisqu'à la fin de l'automne les niveaux d'eau ne sont pas tous revenus à leur niveau habituel pour cette saison. Il faut attendre le milieu du mois de février 2006 à Gourgon (Codeur piézométrique P1) pour que la nappe revienne à son niveau maximum hivernal. L'année 2007 paraît, pour sa part, marquée par des niveaux de nappes très élevés sans véritable baisse durant la période estivale. Ainsi, durant le printemps et l'été, la profondeur de la nappe dans le piézomètre 12 de la tourbière de l'Etui oscille autour de -10 cm.

Figure 68 - Niveaux piézométriques dans la tourbière de l'Etui




2003
2004
2005
2006
2007
mai
juin
juillet
août
septembre
octobre
novembre
décembre
janvier
février
mars
avril
mai
juin
juillet
août
septembre
octobre
novembre
décembre
0
-20
-40
-60
-80
-100
P0
P14
P14b
P9
P9b
P6
P7
P2
P2b
Porteret, 2008

3ème partie

L'ensemble des données que nous avons collectées au cours de ce travail de recherche, nous permet de mettre en place une démarche d'analyse systématique pour mieux comprendre le rôle hydrologique des tourbières dans le fonctionnement des bassins versants. C'est l'objet de cette troisième partie qui s'organisera en deux volets, avec dans un premier temps une évaluation de la capacité intrinsèque des tourbières à stocker l'eau, et dans un deuxième temps une analyse de leur rôle dans le fonctionnement des bassins versants.

Les tourbières, du fait de leurs caractéristiques hydrauliques, contribuent-elles à réduire les événements hydrologiques extrêmes, qu'il s'agisse des crues ou des étiages ? Dès les premières observations [Lesquereux 1844, Germain De Saint Pierre 1856], la capacité de stockage et la disponibilité pour l'écoulement de l'eau des tourbières ont été discutées.

> Les tourbières nous paraissent devoir être considérées, sous le rapport de la distribution naturelle des eaux, comme de vastes éponges absorbant et retenant dans leurs mailles de Sphagnum, des quantités d'eau considérables qui s'écouleraient immédiatement et arriveraient à la fois aux rivières, sans ce réservoir utile.
>
> Dira-t-on que les tourbières étant saturées d'eau, […], l'eau qui peut accidentellement leur arriver en excès ne saurait y trouver place, et s'écoule au-delà, comme si ces réceptacles n'existaient pas ? Il est rare qu'il en soit ainsi : l'évaporation qui, […] est beaucoup plus active que l'arrivée d'eau n'est considérable ; la cavité est alors incomplètement remplie, et peut facilement recevoir brusquement, sans déborder, une nouvelle quantité d'eau.
>
> Germain de Saint Pierre, 25 juillet 1856
> Bulletin de la Société botanique de France

Cette capacité ne peut en effet être effective que si les tourbières jouent un rôle spécifique vis-à-vis des différents paramètres du bilan de l'eau, à savoir, le stockage de l'eau, les écoulements et l'évapotranspiration. Pour répondre, nous nous intéresserons donc aux caractéristiques hydrauliques des tourbières, puisqu'elles déterminent la capacité de stockage de l'eau et les relations entre ces zones humides et les cours d'eau. Dans un premier temps, pour chacun de nos sites d'étude, nous chercherons à caractériser le comportement de la nappe d'eau contenue dans la tourbe.

Ensuite, il s'agit de savoir si, dans la dynamique de fonctionnement des bassins versants, la présence de tourbières introduit, ou non, une singularité par rapport aux autres types de couvert végétal. A ce titre, les nombreuses études menées dans le cadre d'exploitation de tourbe nous apportent de nombreuses informations sur les modifications du fonctionnement des bassins versants suite au drainage des tourbières. A travers la question du rôle hydrologique des tourbières, il s'agit donc de définir leurs relations avec les nappes hypodermiques, contenues dans les formations superficielles, et d'établir les fonctions qu'elles jouent dans la régulation des flux d'eau qui s'écoulent dans les bassins versants.

5. Fonctionnement hydrologique des tourbières

Nos trois sites d'étude, à savoir la tourbière haute de l'Etui, le macrotope de Gourgon et la tourbière basse de la Prenarde, sont caractéristiques des différents types de tourbières présentes dans le nord-est du Massif Central.

Suivant le modèle de fonctionnement diplotelmique des tourbières [Ivanov 1953, Ingram 1978, Ivanov 1981], le catotelm étant saturé en permanence, seul l'acrotelm, correspondant à la zone non saturée en surface, possède une capacité de stockage des apports d'eau du bilan hydrique. Cette capacité de stockage doit être envisagée de manière dynamique car le niveau de saturation de l'acrotelm varie au cours de l'année. A partir des relevés piézométriques réalisés pour les différents sites, nous nous attacherons donc à donner une image la plus précise possible de l'acrotelm, pour ensuite, compte tenu des vitesses de circulation de l'eau dans la tourbe, discuter de la capacité des tourbières à jouer un rôle hydrologique.

Toutefois, nous allons nous attacher dans un premier temps à la description de leur physionomie et de leur organisation. Nous utiliserons pour cela les concepts de macrotope, mésotope et microtope. En effet, les tourbières occupant des superficies très variables, de quelques hecatres à l'Etui, à plusieurs centaines d'hectares à Gourgon, nous avons adapté notre démarche d'analyse à l'échelle des sites.

5.1 La tourbière haute de l'Etui

Ce site convient particulièrement bien à l'analyse du fonctionnement des bombements ombrotrophes. La tourbière constitue un mésotope bien individualisé avec deux microtopes, le bombement et son lagg en ceinture. En raison du contexte topographique et de l'importance de l'accumulation de tourbe, le cas de la tourbière haute de l'Etui correspond fidèlement au modèle théorique de déconnexion des nappes de la tourbière et du versant. En effet, le fonctionnement des bombements ombrotrophes a été largement décrit dans la littérature, puisqu'il a permis l'émergence du concept de structure diplotelmique des tourbières [Ingram 1978, 1982a].

5.1.1 Dynamique de la nappe dans les tourbières bombées

La disposition des piézomètres sur le bombement principal, suivant l'axe transversal et l'axe longitudinal de la tourbière, permet de bien cerner la dynamique de la nappe dans le bombement et dans le lagg. Nous pouvons donc caractériser l'épaisseur de la zone non saturée et sa dynamique au cours de l'année.

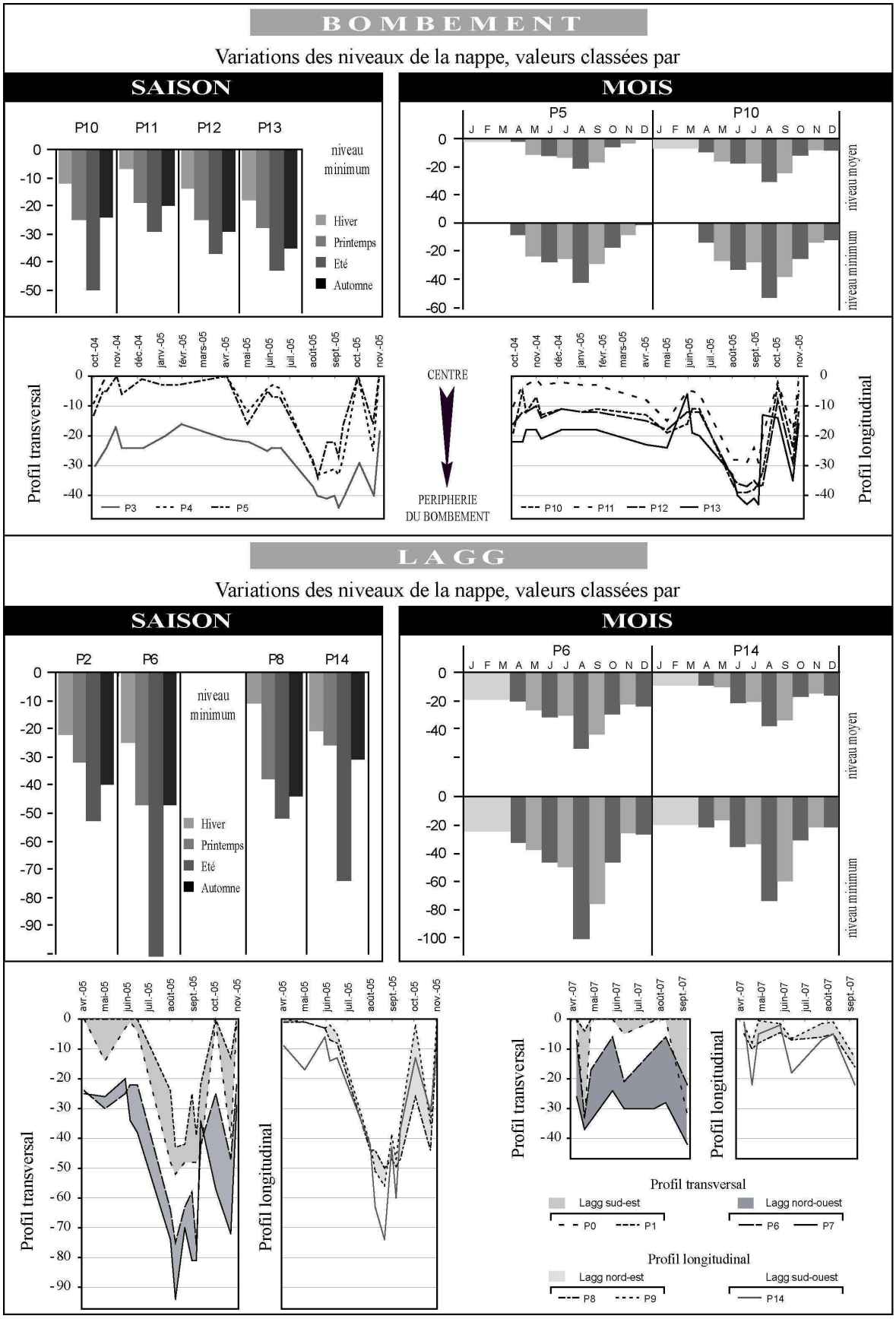
5.1.1.1 Sur le bombement

Tout d'abord, nous pouvons remarquer que l'amplitude des variations du niveau d'eau sur le bombement est assez uniforme. Le niveau moyen de la nappe est proche de la surface. Il oscille entre 10 et 20 centimètres de profondeur.

L'acrotelm occupe les quarante à cinquante premiers centimètres de tourbe. C'est dans la partie centrale du bombement qu'il a son épaisseur minimale (29 centimètres – P11). Son épaisseur s'accroît progressivement vers la périphérie du bombement comme l'illustrent les niveaux minima de la nappe mesurés pour P10 (50 cm) et P13 (43 cm) (Fig.69). Nous pouvons, de même, remarquer que si la nappe peut atteindre la surface de la tourbière au centre du bombement (P11), ce n'est plus le cas en périphérie où les niveaux de nappe maximums se situent quelques centimètres sous la surface (-5 cm pour P12, -6 cm pour P13 et -2 cm pour P10). Il apparaît donc que la convexité du toit de la nappe est légèrement plus prononcée que celle de la surface de la tourbière. Ce phénomène est bien illustré par les courbes piézomètriques de la figure 69 où les niveaux de la nappe baissent progressivement du centre (P11) vers la périphérie du bombement (P13).

Concernant la dynamique de la nappe, les graphiques des niveaux piézométriques classés par saison sont principalement marqués par une baisse estivale (Fig.69). Si la nappe peut fortement s'abaisser durant l'automne, et plus particulièrement fin septembre début octobre, c'est l'été qu'elle se situe en moyenne au niveau le plus bas, le niveau moyen automnal étant plus proche du niveau printannier. En effet, les niveaux de la nappe atteignent leur niveau le plus bas en relation avec les conditions climatiques, lorsque l'évapotranspiration est à son maximum et que les précipitations sont moins fréquentes. Ce constat illustre bien le caractère ombrotrophe de la tourbière, la dynamique de la nappe d'eau du bombement étant commandée par les apports d'eau des précipitations et les pertes par évapotranspiration. Nous pouvons également remarquer, dans le piézomètre 5 par exemple, que la nappe atteint la surface dès que les précipitations sont importantes, et ce quelle que soit la saison.

Figure 69 - Comportement de la nappe dans la tourbière de l'Etui



5.1.1.2 Dans le lagg

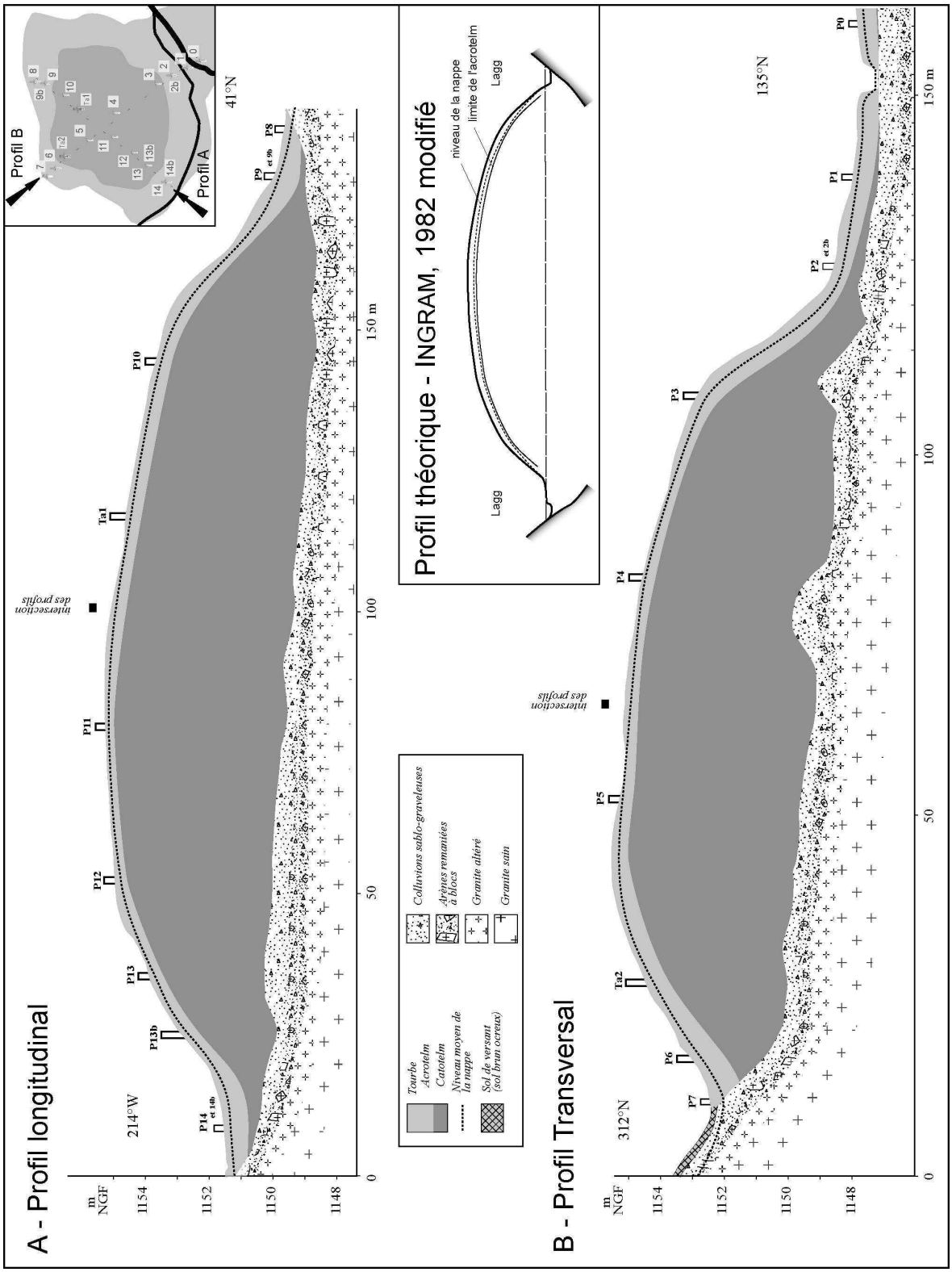
Le lagg est une zone plus dynamique que le bombement d'un point de vue des fluctuations des niveaux de nappe (Fig.69). Les niveaux moyens dans le lagg sont légèrement plus bas que pour le bombement avec des valeurs inférieures à -20 cm. Mais ce sont les niveaux extrêmes qui apportent le plus d'enseignements et marquent la différence avec le comportement de la nappe du bombement. En effet, lors des périodes les plus sèches, la nappe s'abaisse plus profondément dans le sol. Cela est bien illustré par les piézomètres 9 et 14 où les niveaux d'eau minima atteignent 75 cm de profondeur. Le niveau moyen de la nappe dans le lagg s'abaisse progressivement à partir de juin pour atteindre son minimum en août et revenir à une situation haute en novembre.

Dans les différents piézomètres du lagg ceinturant le bombement, nous pouvons constater que si la dynamique de la nappe est la même, ce n'est pas le cas pour l'amplitude des variations des niveaux d'eau. En effet, il apparaît des différences assez nettes entre l'amplitude des niveaux de la nappe du lagg tant dans le sens longitudinal que transversal de la tourbière. Ainsi, les niveaux de la nappe s'abaissent plus profondément au contact avec le versant nord-ouest dont la pente est supérieure à 13%. Il s'agit également de la partie la plus élévée du lagg (1152,5 m). Sur le profil transversal, les différences d'amplitude de la nappe entre le piézomètre 7, situé à l'amont, et les piézomètres 0 et 1, situés à l'aval, dépassent 40 cm. Même s'il est moins marqué, le même phénomène existe dans le sens longitudinal entre le piézomètre 14 et les piézomètres 8 et 9. Ces différences dans l'amplitude des niveaux d'eau nous amènent à distinguer, pour la suite de l'analyse, différentes parties dans le lagg. En effet, le lagg constitue une zone de transition entre la masse de tourbe et les versants. Son fonctionnement paraît donc être influencé par les apports d'eau de versant et la dynamique des écoulements dans la tourbe.

5.1.2 Capacité de stockage

Les études concernant le fonctionnement de la nappe d'eau dans les tourbières bombées sont nombreuses dans la littérature [Wickman 1951, Nys 1955, Heikurainen 1964, Baden et Egglesmann 1968, Bay 1970, Dooge 1975, Ingram 1978, Ivanov 1981, Ingram 1982a, Ingram et Bragg 1984, Armstrong 1995, Drexler et al. 1999]. C'est sans surprise que nos mesures confirment les observations réalisées depuis le milieu du XXe siècle. Elles font clairement apparaître la structure diplotelmique de la tourbière de l'Etui (Fig.70).

Figure 70 - Le modèle acrotelm / catotelm dans la tourbière de l'Etui



La nappe du bombement est perchée par rapport à celle contenue dans les formations minérales des versants. Les propriétés hydrauliques de la tourbe et l'importance de la recharge assurent le maintien de la nappe [Ingram 1983]. Le catotelm étant toujours saturé, il ne possède pas de capacité de stockage d'un point de vue dynamique. La capacité de stockage instantanée de l'eau se situe dans l'acrotelm. Pour l'évaluer, nous devons prendre en compte d'une part le volume et d'autre part les propriétés de la tourbe de l'acrotelm.

5.1.2.1 Volume de l'acrotelm et stockage de l'eau

La superficie du bombement est de 9036 m^2 et celle du lagg de 5757 m^2. Le volume total de la tourbière est donc de l'ordre de 45000 m^3. En prenant en compte les plus bas niveaux de la nappe enregistrés au cours de notre étude, nous pouvons estimer le volume total de l'acrotelm à 7855 m^3. Remarquons ici que, si le volume de tourbe dans le lagg est bien inférieur à celui du bombement (environ 12% du volume total de la tourbière), l'épaisseur de l'acrotelm y est supérieure. Ainsi, alors que le volume de l'acrotelm dans la partie bombée peut être estimé à 3851 m^3, il atteint 4004 m^3 dans le lagg. Seule une partie de ces volumes est disponible pour stocker l'eau. Cela correspond à la notion de porosité efficace. Pour notre calcul de la capacité de stockage, il ne faut donc pas voir l'acrotelm comme une couche aux propriétés hydrauliques uniformes. La porosité et le coefficient de stockage de l'eau diminuent avec la profondeur [Boelter 1964, 1972, Ingram 1983, Wastiaux 2000]. Le coefficient de stockage, défini comme le volume d'eau libéré par unité de surface de l'aquifère pour une baisse d'une unité de niveau piézométrique, dépasse 0,3 dans les premiers centimètres sous la surface et est inférieur à 0,15 en dessous de 20 centimètres de profondeur (Fig.71).

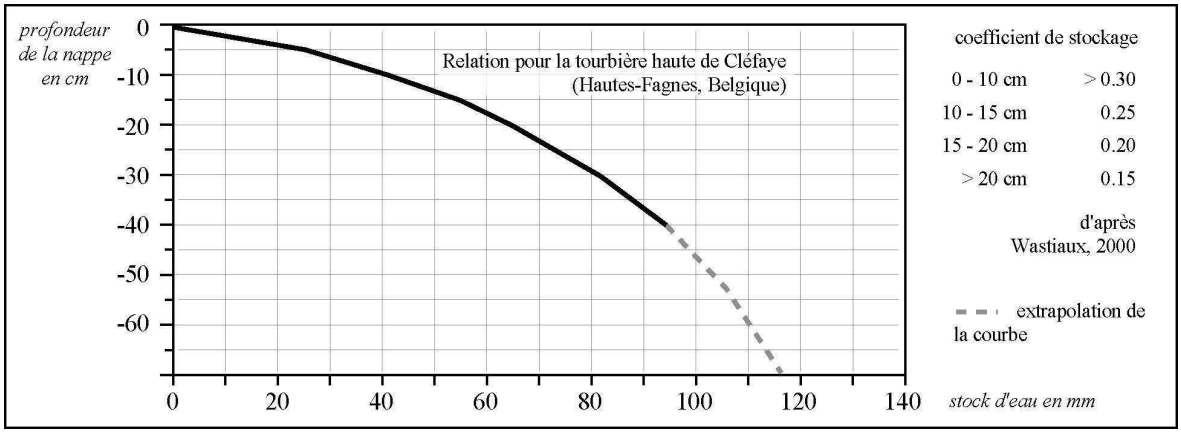
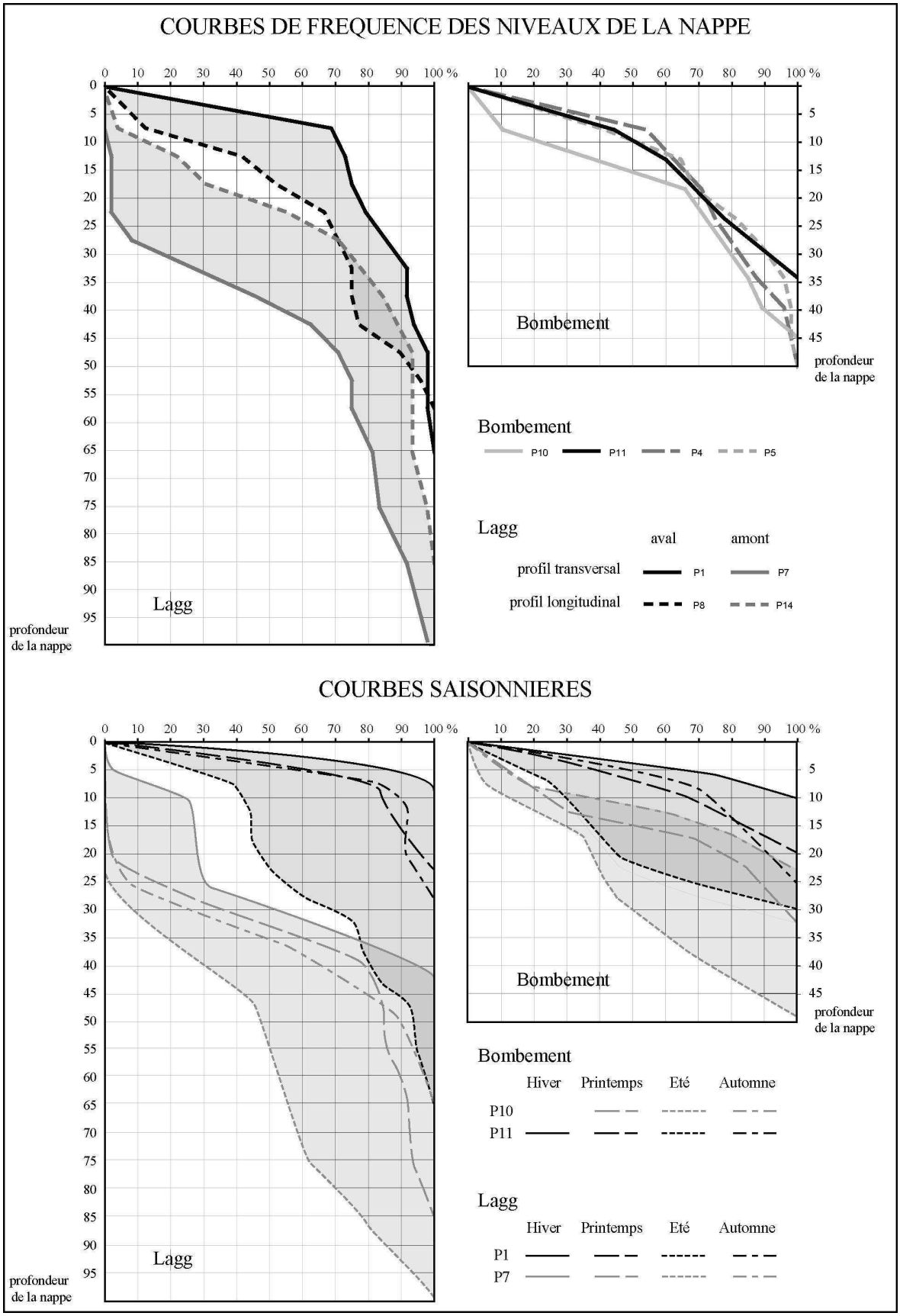


Figure 71 - Relation entre le niveau de la nappe et le stock d'eau (d'après Wastiaux, 2000)

En utilisant ces valeurs, nous estimons que la capacité maximale de stockage pour le bombement se situe entre 85 et 95 mm, c'est-à-dire 85 à 95 litres d'eau par mètre carré de surface du bombement. Dans le lagg, la capacité maximale de stockage se situe entre 100 et 115 mm, si l'on considère un niveau minimum moyen de -69,5 cm. Au final, lorsque la tourbière de l'Etui connaît ses niveaux de nappe les plus bas, elle a la capacité de stocker 1507 m^3 d'eau. Cependant, nous allons le voir en nous intéressant à la fréquence des niveaux de la nappe, cette capacité maximale de stockage est rarement atteinte.

Nous avons classé les valeurs piézométriques afin d'étudier la distribution des différents niveaux de nappe mesurés, calculer la part qu'ils représentent dans l'échantillon et tracer des courbes de fréquence (Fig.72). Sur le bombement, le niveau de la nappe se situe dans les dix premiers centimètres de tourbe pour la moitié des relevés (P11 et P5). La capacité de stockage de l'acrotelm n'est alors que d'une trentaine de millimètres. La nappe s'abaisse sous 20 cm de profondeur pour moins d'un tiers des relevés. Toutefois, il est intéressant de noter que la forme des courbes, représentant les fréquences des niveaux de nappe durant l'été, est assez proche d'une droite. Les coefficients de détermination des droites de régression linéaire pour les valeurs estivales des séries de données des piézomètres 10 et 11 s'élèvent respectivement à 0,94 et 0,85. Ainsi, durant l'été, la baisse de la nappe jusqu'à la limite inférieure de l'acrotelm n'est pas rare. La fréquence des niveaux de nappe situés entre 25 et 40 centimètres de profondeur est équivalente à celle des niveaux de nappe situés entre 5 et 15 centimètres dans le piézomètre 10 (entre 12 à 16%). Au printemps et à l'automne, la situation est différente, puisque la nappe est proche de la surface la majeure partie du temps, les valeurs basses de la nappe étant peu fréquentes. Cette situation peut être illustrée par les courbes des valeurs printanières et automnales du piézomètre 11. Nous pouvons observer que la pente de ces courbes augmente pour les valeurs de nappe inférieures à -10 centimètres. De même, dans le lagg, les niveaux très bas de la nappe sont rares. Ainsi, dans le piézomètre 1, la nappe est proche de la surface (> à -10 cm) pour 70% des relevés. Si les différentes parties du lagg ne réagissent pas de manière identique, il n'en demeure pas moins que la nappe ne s'abaisse sous les cinquante premiers centimètres de tourbe pour moins de 10% des relevés dans les piezomètres 1, 8 et 14, et pour moins de 30% des relevés dans le piézomètre 7. En prenant des niveaux de nappe typiques, représentatifs d'au moins deux tiers des relevés, les capacités de stockage dans le lagg sont de 60 à 80 mm à l'amont de la tourbière (P7 et P14) et de 22 à 55 mm à l'aval (P1 et P8).

Figure 72 - Fréquences des niveaux de la nappe de la tourbière de l'Etui



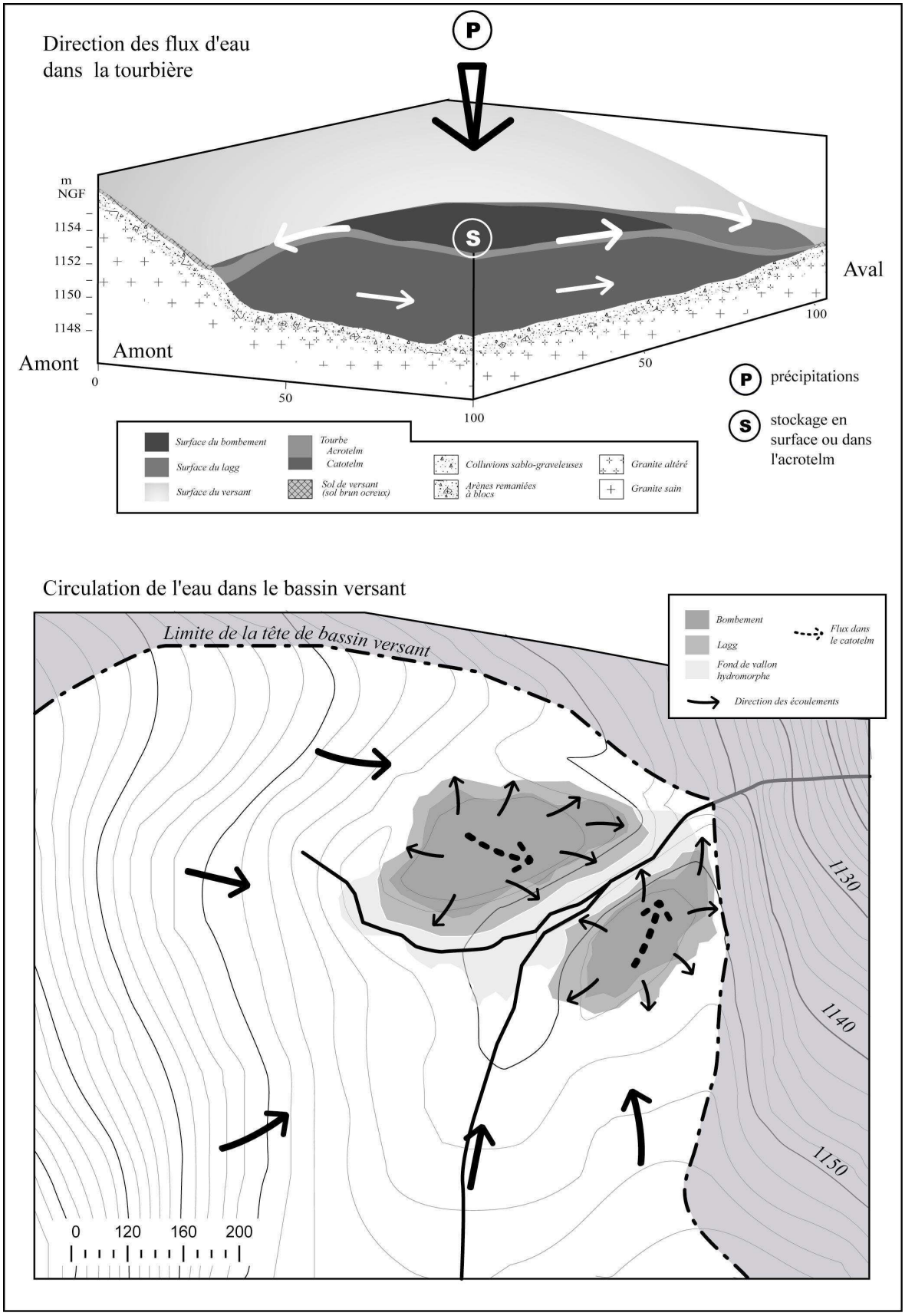
D’un point de vue dynamique, la capacité de stockage du lagg à l’aval peut finalement être inférieure à celle du bombement. Il est intéressant de noter sur la figure 72 que dans le lagg à l’amont (P7 et P14), les courbes ont des profils similaires. Le même constat peut être fait pour les courbes illustrant le lagg à l’aval (P1 et P8). Mis à part l’été, la nappe dans le lagg reste proche de la surface. Pour le piézomètre 1, plus de 85% des niveaux relevés se situent au dessus de 10 centimètres de profondeur l’hiver, le printemps, l’été et l’automne. Que ce soit pour le piézomètre 1, à l’amont, ou le piézomètre 7, à l’aval, la nappe ne reste à de bas niveaux que durant l’été. Dans le piézomètre 7, l’été, la nappe se situe à plus de 50 centimètres de profondeur (plus de 85 mm de capacité de stockage) pour plus de la moitié des relevés. La capacité de stockage des tourbières dépend donc de l’adéquation entre les bas niveaux de nappe et les périodes à fortes précipitations.

En effet, pour que la capacité de stockage de l’acrotelm soit effective, cela suppose que la capacité d’infiltration de l’eau à la surface de la tourbière ne soit pas un facteur limitant. Or, il apparaît dans la littérature que lors de précipitations intenses, la capacité d’infiltration de l’eau dans la tourbe est rapidement dépassée alors que l’acrotelm n’est pas saturé et le ruissellement de surface se déclenche [Evans et al. 1999, Holden et Burt 2003c]. Toutefois, comme nous l’avons montré en analysant les niveaux piézométriques, il n’y a pas de réponse uniforme de la tourbière. La topographie de surface de la tourbière et la rugosité de la végétation déterminent la circulation de l’eau, tant en surface, que dans la masse tourbeuse. Il apparaît que l’eau qui ruisselle en un point de la tourbière peut s’infiltrer et être stockée dans une autre partie de la tourbière.

5.1.2.2 Dynamique des écoulements dans la tourbière

Compte tenu de la compaction des niveaux de tourbe à la base de la tourbière, les échanges entre la nappe de la tourbière et celle contenue dans l’arène granitique sont très limités. Les difficultés, que nous avons rencontrées lors des différents carottages pour atteindre le contact entre la tourbe et le substrat minéral, attestent bien de l’importance de la compaction à la base du catotelm. Du fait de la topographie bombée, l’eau des précipitations, qui alimente la nappe du bombement, s’écoule donc en direction du lagg par le ruissellement en surface ou les écoulements au sein de l’acrotelm (Fig.73). Toutefois, la microtopographie des tourbières bombées constituée de buttes et de gouilles (hummock / hollow), comme c’est le cas à l’Etui, introduit une forte rugosité de surface qui freine les écoulements ou piège l’eau dans de petites dépressions. L’eau qui n’est pas stockée dans les horizons supérieurs du bombement peut ensuite être stockée dans le lagg.

Figure 73 - Les écoulements dans la tourbière et le bassin versant de l'Etui



La pente joue un rôle majeur dans la dynamique de ces écoulements, les vitesses de circulation étant bien entendu beaucoup plus importantes lorsqu'il s'agit de ruissellement que lorsque l'eau circule dans la tourbe. Ainsi, l'opposition entre l'amont et l'aval de la tourbière, que nous avons observée dans les niveaux de nappe du lagg, peut être expliquée par les mouvements d'eau au sein de la masse tourbeuse et les apports d'eau du versant. En effet, entre le lagg nord-ouest et le lagg sud-est, il existe une pente d'environ 2% qui, bien que les écoulements soient très lents dans la tourbe, commande la direction des flux. Il apparaît donc que la plus faible amplitude de la nappe dans le lagg à l'aval de la tourbière peut être expliquée par une alimentation en eau provenant de la masse de tourbe du bombement. Le phénomène existe mais reste moins marqué dans le sens transversal puisque la pente entre les piézomètres 14 et 9 n'est que de 0,5%. A l'amont, la nappe est plus sensible lors des périodes sèches parce que le stock d'eau contenu dans les faibles épaisseurs d'arène des versants se tarit rapidement. Le lagg par sa position au contact avec les versants, peut, lors des épisodes pluvieux, jouer un rôle tampon en collectant une partie des écoulements provenant des versants (Fig.73). En effet, la tourbière de l'Etui n'occupe pas le centre du talweg, mais se situe au niveau de la rupture de pente entre le versant et le fond de vallon.

La tourbière haute de l'Etui peut donc jouer un rôle hydrologique parce que :

- Lors d'un épisode pluvieux, toute l'eau précipitée à la surface du bombement n'atteint pas, ou avec un retard important le réseau hydrographique. L'eau qui n'est pas stockée en surface dans les gouilles ou dans l'acrotelm, ruisselle en direction du lagg où elle peut également être stockée. Compte tenu de la superficie des tourbières (4,3 ha) et plus particulièrement des bombements (1,9 ha) dans la partie amont de la Haute Vallée de l'Etui (59 ha), nous pouvons considérer que pour chaque millimètre de précipitation stocké dans les tourbières, c'est 20 à 40 m^3 d'eau qui ne s'écoulent pas dans le ruisseau de l'Etui.

- De plus, la topographie bombée des tourbières constitue un obstacle aux écoulements de surface des versants. Ainsi, le parcours de l'eau en direction du réseau hydrographique est allongé de 37% sur le versant nord-ouest. Elle contourne le bombement en passant dans le lagg qui peut jouer un rôle tampon du fait de sa capacité de stockage. De même, en raison de sa position et de sa faible perméabilité la tourbière peut influer sur l'écoulement de la nappe de versant.

5.2 Le système tourbeux de Gourgon

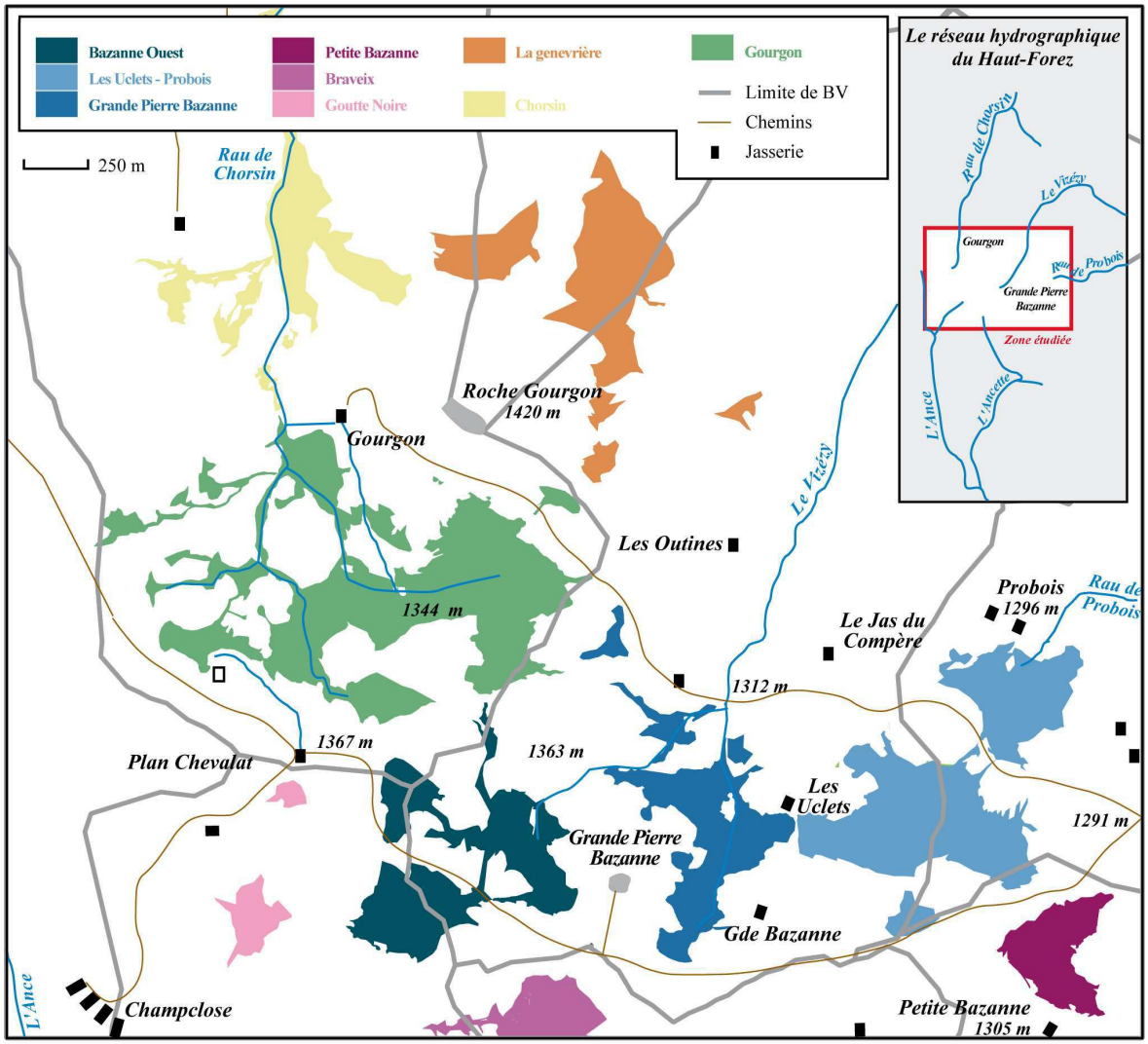
Après le cas d'école que constituait la tourbière bombée de l'Etui, nous allons maintenant nous intéresser au système tourbeux de Gourgon, dont la taille et l'organisation rendent la compréhension du fonctionnement hydrologique beaucoup plus difficile. Il s'agit, en effet, d'un vaste complexe composé à la fois de bombements ombrotrophes reliés entre eux par leur lagg, et de tourbières basses. Dans un premier temps, nous allons chercher à bien caractériser l'organisation de ce complexe et à observer la répartition des différents volumes de tourbe. Dans un deuxième temps, nous étudierons la dynamique des niveaux d'eau dans l'acrotelm des différentes entités identifiées. En effet, à l'échelle de ce site, qui s'étend sur 63 ha dans un vaste amphithéâtre marqué par la dynamique glaciaire quaternaire, l'une des questions que nous pouvons nous poser, est de savoir si la position des différents bombements au sein du bassin versant influe sur le fonctionnement de leur nappe. Nous chercherons également à établir la dynamique des écoulements dans la tourbière, les relations entre les différentes aquifères du complexe tourbeux.

5.2.1 Organisation du complexe tourbeux

Le système tourbeux de Gourgon s'insère dans un ensemble plus vaste de 245 hectares qui constitue le macrotope de Bazanne - Gourgon (Fig.74). Ce macrotope, le plus vaste du massif du Forez, peut être divisé en neuf secteurs. Ils sont délimités en fonction de la topographie et de la répartition des tourbières dans les têtes de bassin versant. Les conditions climatiques ont permis l'ombrotrophie et le développement d'un vaste ensemble de tourbières coalescentes, avec des tourbières en position d'interfluve sur les croupes surbaissées à faibles pentes. Pour notre étude, il est nécessaire de distinguer les secteurs correspondant à des unités hydrologiques fonctionnelles.

Les 63 hectares de tourbière occupent un tiers de la surface de la tête de bassin versant du Chorsin. Comme nous l'avons dit plus haut, il ne s'agit pas d'une entité uniforme, mais d'un assemblage complexe de différents types de tourbières et de zones para-tourbeuses. Il est donc intéressant, pour bien décrire l'ensemble, d'appliquer les concepts de microtopes et de mésotopes [Ivanov 1981, Lindsay 1985, 1995, Charman 2002].

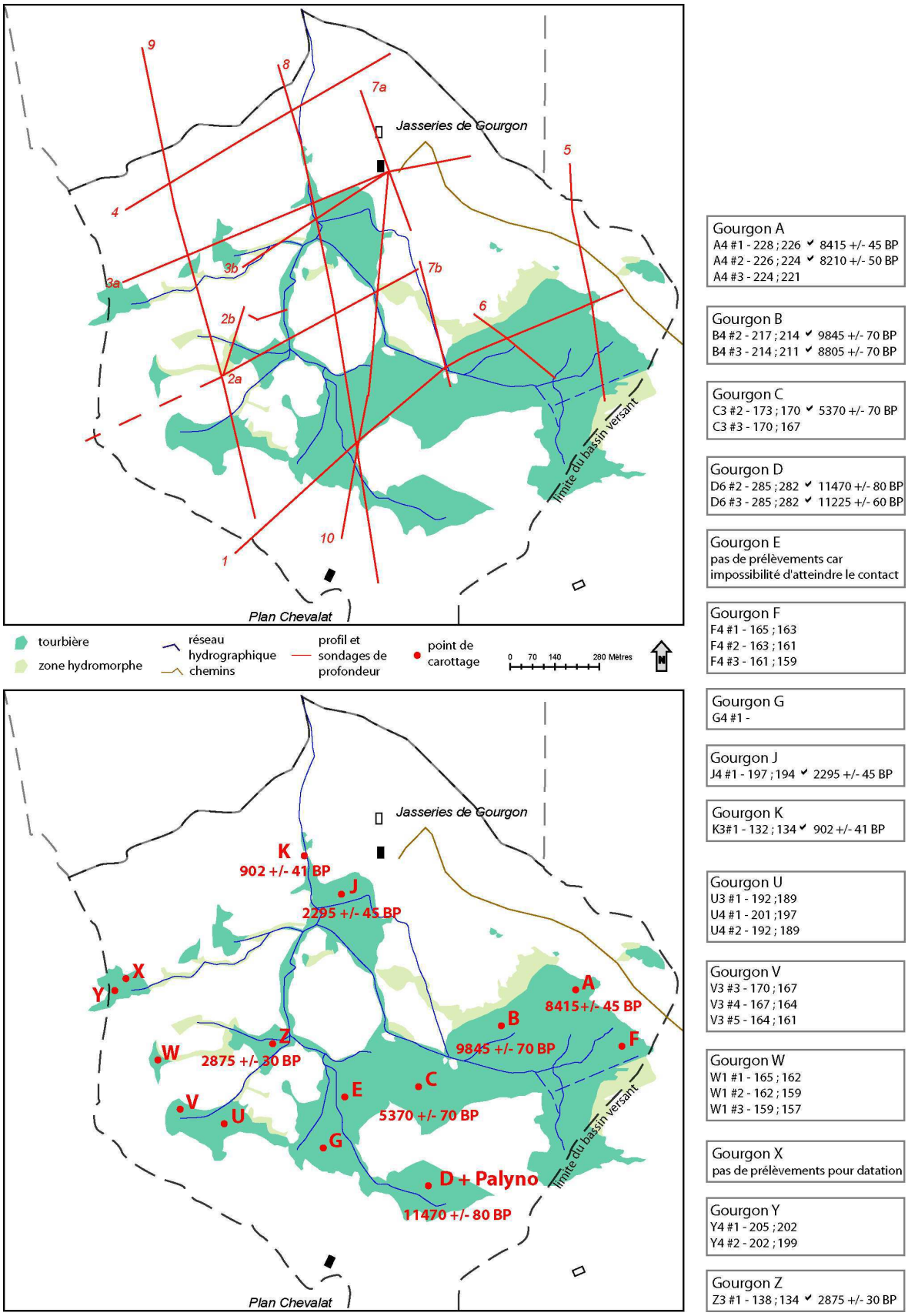
Figure 74 - Sectorisation du macrotope de Gourgon - Bazanne



5.2.1.1 La délimitation des différents microtopes et mésotopes

Ainsi, on qualifie de microtope, une zone tourbeuse présentant un couvert végétal homogène et une stratigraphie uniforme [Cubizolle 2005b]. Il est constitué d'un assemblage caractéristique de microformes comme les buttes, les gouilles, les schlenkens, etc, qui correspondent à des conditions hydro-écologiques spécifiques. Le mésotope est constitué d'un assemblage de microtopes traduisant une même dynamique hydrologique et écologique. Il s'individualise selon des critères d'ordre contextuel. Il s'agit donc de l'unité de base de l'organisation des tourbières et des complexes tourbeux, dans la mesure ou il s'agit de la plus petite entité indépendante d'un point de vue hydrologique [Ingram 1987], c'est à dire du bilan de l'eau et du fonctionnement de la nappe.

Figure 75 - Localisation des profils et des carottages



L'application des notions de microtope et de mésotope, qui se fait à des échelles différentes, nous a conduit à combiner plusieurs approches pour étudier l'organisation et la dynamique du complexe tourbeux. L'ensemble des données a été intégré dans un système d'informations géographiques pour articuler les informations visant à traduire trois niveaux d'analyse :

- La physionomie de surface des tourbières ;
- La répartition des volumes de tourbe ;
- Les variables contextuelles, à savoir la topographie environnante, la présence de modelés géomorphologiques ou les relations avec le réseau hydrographique.

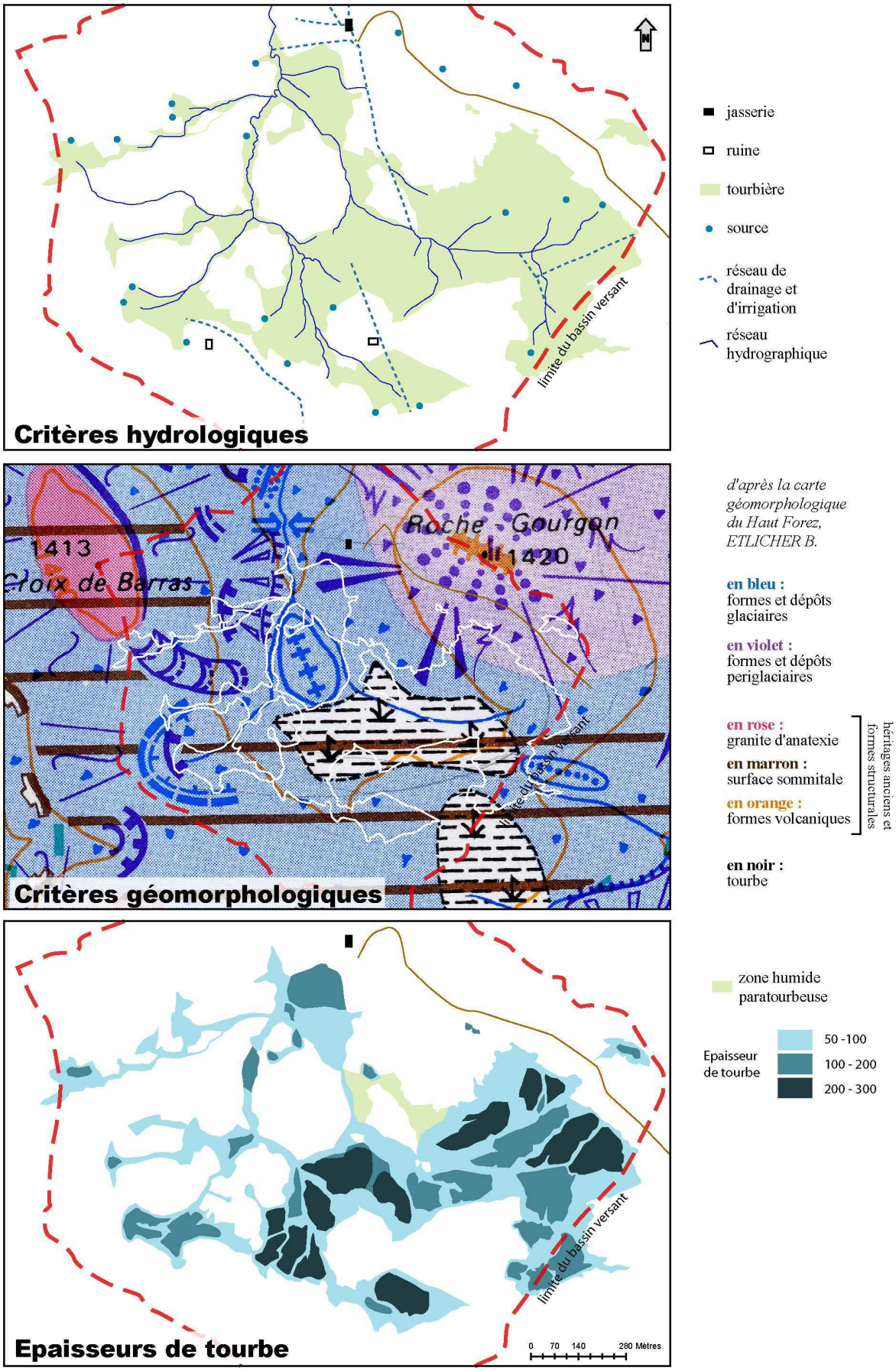
Notre démarche repose sur l'acquisition de données de terrain (Fig.75 et 76) et le traitement de données numériques (Fig.77), dont le Modèle Numérique de Terrain.

a - Physionomie et volume des tourbières

La méthodologie d'étude du complexe tourbeux est le fruit de l'expérience des nombreux travaux dans le Nord-Est du Massif Central. Cette démarche naturaliste, qui a fait ses preuves sur le secteur de Pierre Bazanne [Porteret 2001], a été largement décrite par Cubizolle dans le cadre de son Habilitation à Diriger des Recherches [2005].

La physionomie des tourbières repose sur l'analyse des données micro-topographiques et sur la cartographie de l'occupation du sol. Pour établir la microtopographie de surface, nous avons réalisé des levés tographiques au tachéomètre (Leica TC 403L). Le long de profils, nous avons mesuré les profondeurs de tourbe et noté les différentes communautés végétales rencontrées. Pour couvrir l'ensemble de la tête de bassin versant du Chorsin, nous avons ainsi réalisé 10 profils quadrillant la zone (Fig.75). L'ensemble des relevés a facilité le travail de photo-interprétation réalisé à partir des clichés de 1999, 2001 et 2006, qui a permis d'établir la cartographie de l'occupation du sol. La connaissance des épaisseurs de tourbe a été établie par la réalisation de sondages de profondeur (1100 points), couplés à des relevés GPS ou aux profils micro-topographiques. A partir de l'image des volumes de tourbe obtenue (Fig.76), une campagne de carottage a permis de décrire les stratigraphies et de prélever des échantillons pour analyse en laboratoire (Fig.75).

Figure 76 - Différents critères d'identification des mésotopes



b - Le contexte hydrologique et géomorphologique

Le contexte géomorphologique est bien connu depuis les travaux de B. Etlicher [1980] et la carte géomorphologique du Haut Forez qu'il a établie (Fig.76). Les différentes formes issues des processus glaciaires et périglaciaires ont été identifiées, notamment celles favorisant l'accumulation de l'eau, comme les formes de nivation par exemple.

Le réseau hydrographique issu de la BD Carthage a été complété à partir des observations de terrain, pour obtenir une vision plus réaliste du tracé des cours d'eau (Fig.76). La cartographie des sources (relévées au GPS) nous apporte des informations sur les points d'émergence des nappes souterraines.

Enfin, un dernier élément déterminant dans la dynamique hydrologique du bassin versant doit être pris en compte. Il s'agit du réseau de drainage et d'irrigation mis en place par l'Homme dans le cadre des pratiques agricoles. L'eau a une importance capitale dans le système agro-pastoral de la jasserie, puisqu'elle permet de rendre le système d'estive viable [Damon 1972, Porteret 2001]. Un réseau de fossés permet de capter l'eau d'une ou plusieurs sources et de la rediriger sous la jasserie pour irriguer la fumée. Une tranchée assez profonde, le béal, amène l'eau jusqu'à la jasserie. L'implantation des jasseries étant d'avantage déterminée par la capacité des sites à accueillir de vastes fumées, on n'hésite pas à aller chercher l'eau très loin. Ainsi, le béal qui alimente les jasseries de Champclose capte l'eau, d'une source, près de 3 kilomètres à l'amont. Pour le secteur de Gourgon, le béal qui alimente la jasserie mesure 750 m. Ainsi, il existe une redistribution artificielle de l'eau dans le bassin versant qui n'est pas sans conséquence sur la présence et la dynamique des tourbières.

c - La prise en compte du contexte topographique

Les variables topographiques que nous avons utilisées sont dérivées du Modèle Numérique de Terrain à 10 m de résolution, avec les outils des logiciels SIG Arcgis, Landserf, SAGA et GRASS [Mazagol 2006]. Elles ont pour objectif de traduire l'influence des facteurs physiques dans la dynamique et dans l'organisation de la végétation. Cette démarche a été mise en place en collaboration avec P.O. Mazagol [Mazagol 2006, Mazagol et Porteret 2006]. Associées aux observations et aux relevés de terrain, elles font l'originalité de notre démarche par rapport aux descriptions plus classiques de l'organisation des systèmes tourbeux.

La forme des versants influe sur la migration et l'accumulation des substances déplacées par gravité [Florinsky et al. 2002], ainsi que sur les facteurs microclimatiques et hydrologiques de répartition des différents volumes d'eau. L'influence du contexte topographique dans l'organisation du complexe tourbeux peut être traduite par les variables suivantes (Fig.77) :

- La pente et l'exposition qui jouent un rôle fondamental dans la distribution de la végétation. La pente influe sur la vitesse de circulation de l'eau, les précipitations locales, la teneur en eau des sols ou les processus géomorphologiques [Moore et al. 1991]. L'orientation des pentes, autrement dit l'exposition, nous apporte des informations sur le climat local et plus particulièrement sur le rayonnement solaire reçu en surface, qui est le moteur de l'évapotranspiration. Ces deux variables constituent par ailleurs un élément clef de l'occupation humaine (localisation des habitats, dessin du parcellaire, les modes de mise en valeur, etc.).

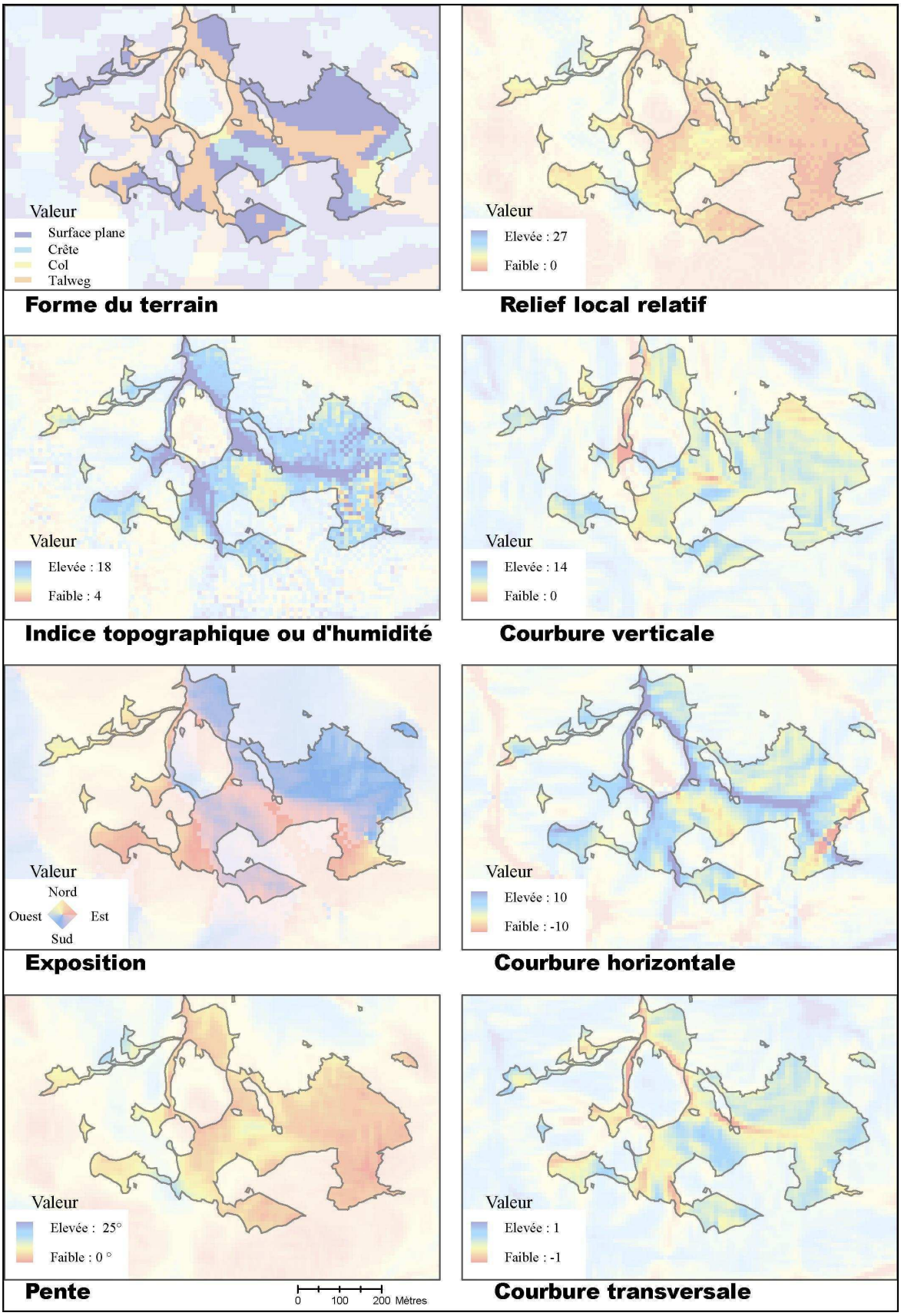
- Les courbures du relief expriment le niveau de concavité ou de convexité de la surface du terrain selon différents plans (horizontal, vertical et transversal). Les courbures verticales et horizontales induisent des facteurs locaux de la dynamique de l'eau. La première influence l'accélération des écoulements, les valeurs positives marquant l'accélération des flux vers l'aval. La seconde entre dans les processus de convergence (négative) et de divergence des écoulements (positive). La courbe transversale fait apparaître les zones concaves (négatives) et les zones convexes (positives).

- L'indice topographique ou d'humidité des sols [Beven et Kirkby 1979, Moore et al. 1991], largement utilisé dans les modèles hydrologiques est fonction de la pente et de la surface drainée en amont et reflète la distribution des zones de saturation.

- La rugosité du relief et le relief local relatif ont une influence essentiellement sur le climat local. Une forte rugosité contribue à freiner les vents et diminuer la dissipation des brouillards. Ils traduisent la différence ou l'hétérogénéité des valeurs d'altitude autour du point considéré. Sur les Hautes Chaumes, il s'agit également d'un indicateur indirect de l'épaisseur des sols et des formations superficielles [Mazagol 2006].

- Enfin, les formes du terrain, classées suivant six catégories [Wood 1996], sont définies par le taux de variation des trois composantes orthogonales (courbures) entre une cellule centrale et ses voisines.

Figure 77 - Variables topographiques



5.2.1.2 Caractérisation des mésotopes

La combinaison des critères topographiques, géomorphologiques, hydrologiques, avec la physionomie des zones tourbeuses, nous amène à distinguer différents mésotopes (Fig.76). Bien que se jouxtant, ils s'individualisent par leur physionomie et leur localisation le long des versants. Pour les décrire, nous pouvons nous appuyer sur le système de classification des terres humides du Canada [National Wetlands Working Group 1997] et sur la typologie établie pour le Nord-Est du Massif Central par H. Cubizolle [2005]. Une distinction peut tout d'abord être établie entre les tourbières hautes et les tourbières basses.

a - Les tourbières hautes

Il s'agit de tourbières ombrotrophes, dont les associations végétales caractéristiques sur notre site sont les nombreuses espèces de sphaignes associées à *Andromeda polifilia* ou *Vaccinium oxycoccos* ou *Polytrichum strictum*, *Calluna vulgaris* et *Vaccinium myrtillus*. Si la surface des tourbières hautes peut se situer au même niveau que celle des terrains avoisinants, elle est généralemenent surélevée par rapport à celle-ci. Dans tous les cas, le niveau de la nappe, est proche de la surface et au dessus du niveau des nappes locales. L'alimentation en eau de la tourbière provient essentiellement des précipitations. Nous pouvons donc distinguer :

- Les tourbières hautes de convexité cryonivale

Sur le versant ouest, le contexte topographique joue un rôle marquant du fait des pentes très prononcées (10 à 15%). Les tourbières occupent les dépressions ou les replats liés aux formes de nivation. Leur taille dépend des processus morphologiques mis en jeu, de quelques centaines de mètres carrés dans les niches de nivation, à quelques hectares dans les cirques de névé. Les tourbières sont connectées au reste du système tourbeux par des talwegs étroits, tourbeux ou para-tourbeux.

- Les tourbières hautes de pente

Le deuxième mésotope est assez proche du précédent d'un point de vue physionomique, avec son assemblage de bombements et de laggs. On le trouve dans la partie sud de la tête de bassin. Toutefois, il se distingue par sa position au sein du système de pentes, mais également par son niveau de boisement (*Betula* et *Pinus*). Les tourbières naissent au niveau de rupture de pente sur les versants sud et ouest et s'étendent dans des fonds de vallon

dissymétriques jusqu'au talweg. Ce type de mésotope peut être rapproché de celui décrit à Grande Pierre Bazanne [Porteret 2001, Cubizolle 2005b]. Si la mise en place de ces mésotopes peut être reliée à la présence de sources au niveau des ruptures de pentes (phase minérotrophe), l'élévation de la surface des tourbières au cours de l'histoire (phase ombrotrophe) entraîne une déconnexion topographique entre les sources et la surface des bombements.

- Les tourbières hautes bombées

Elles sont composées d'un ou plusieurs bombements à sphaigne ceinturés par un lagg où se concentrent les écoulements. La surface convexe des bombements peut être constituée de l'association de microformes en buttes et gouilles. Dans le lagg, on trouve *Carex rostrata* et *Spahgnum*, voire *Menyanthes trifoliata*, *Carex limosa* et *Potentilla palustris* dans les parties les plus humides. La taille des bombements est variable et le plus vaste se situe dans la partie centrale de la tête de bassin avec une superficie de près de 3 hectares (carottage C) (Fig. 74, 78 et 79). Toutefois, l'épaisseur maximale de tourbe a été mesurée lors du carottage D, avec un bombement de 2,82 m d'épaisseur. Les résultats montrent une grande uniformité des stratigraphies pour les secteurs bombés. La tourbe est fibrique sur une grande partie des carottes. On peut identifier quelques niveaux à bois, surtout lorsque l'on se rapproche de la base. Les charbons de bois sont également très fréquents dans les premiers centimètres au dessus d'un contact souvent très franc avec le matériel minéral sablo-graveleux sous jacent.

- Les tourbières hautes de couverture

Ce mésotope se caractérise par son extension, de 500 à 600 m de longueur, sur les pentes relativement faibles (4 à 6%) de la partie Est du bassin versant. Les profils topographiques ne font pas apparaître de variations significatives des épaisseurs de tourbe. Si le mésotope occupe un fond de vallon très évasé, la tourbière est présente sur les zones de crête qui séparent la tête de bassin versant du Chorsin de celle du Vizézy. Au sein de ce type de mésotope le réseau hydrographique est bien hierarchisé avec des écoulements qui s'effectuent au contact des formations minérales. Une partie de ce mésotope a été dégradée à la suite de tentatives de plantation de résineux. L'assèchement en surface lié au drainage s'est traduit par le développement de la molinie qui forme de vastes secteurs à touradons.

Figure 78 - Les différents mésotopes du comple tourbeux de Gourgon

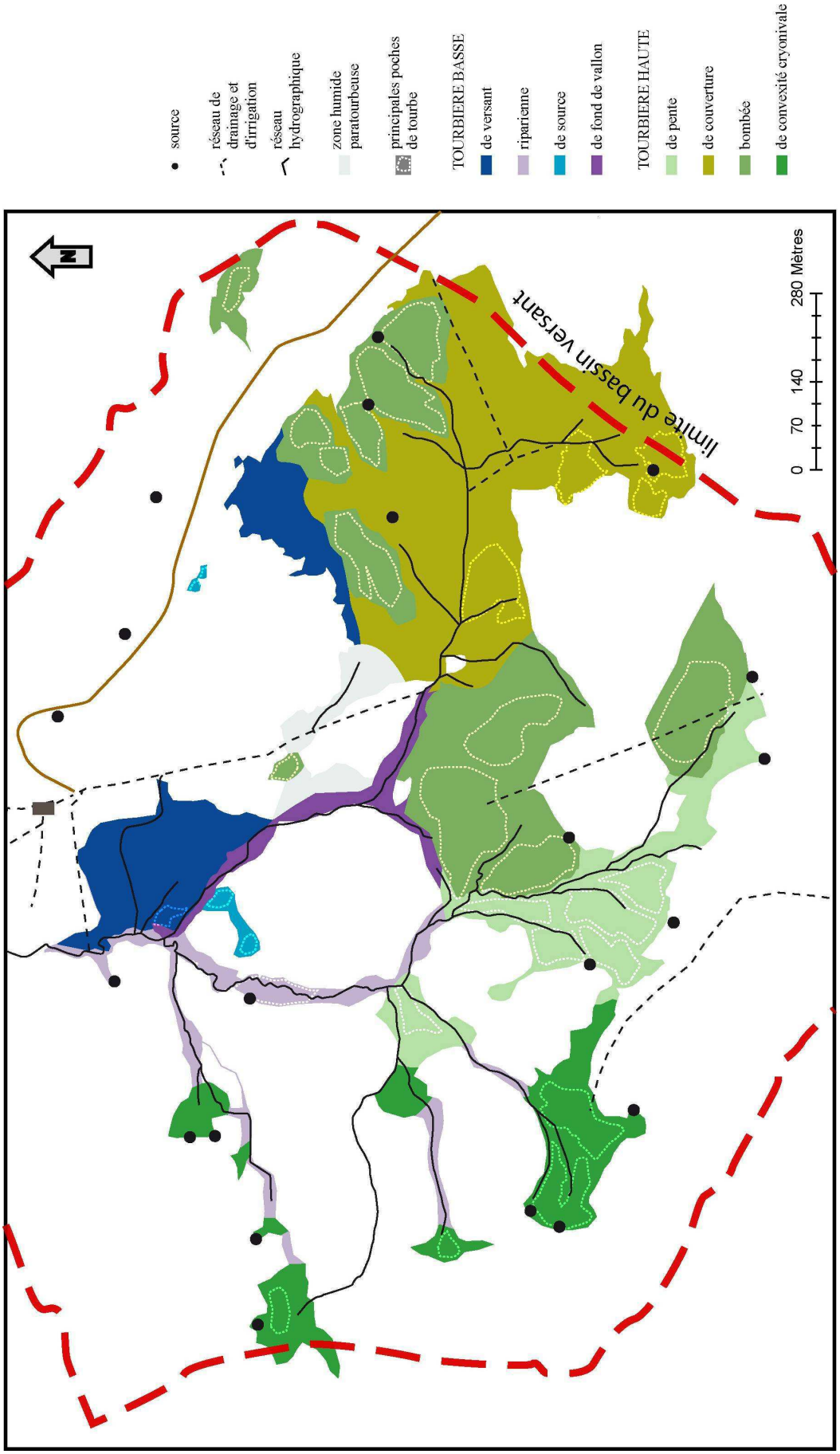
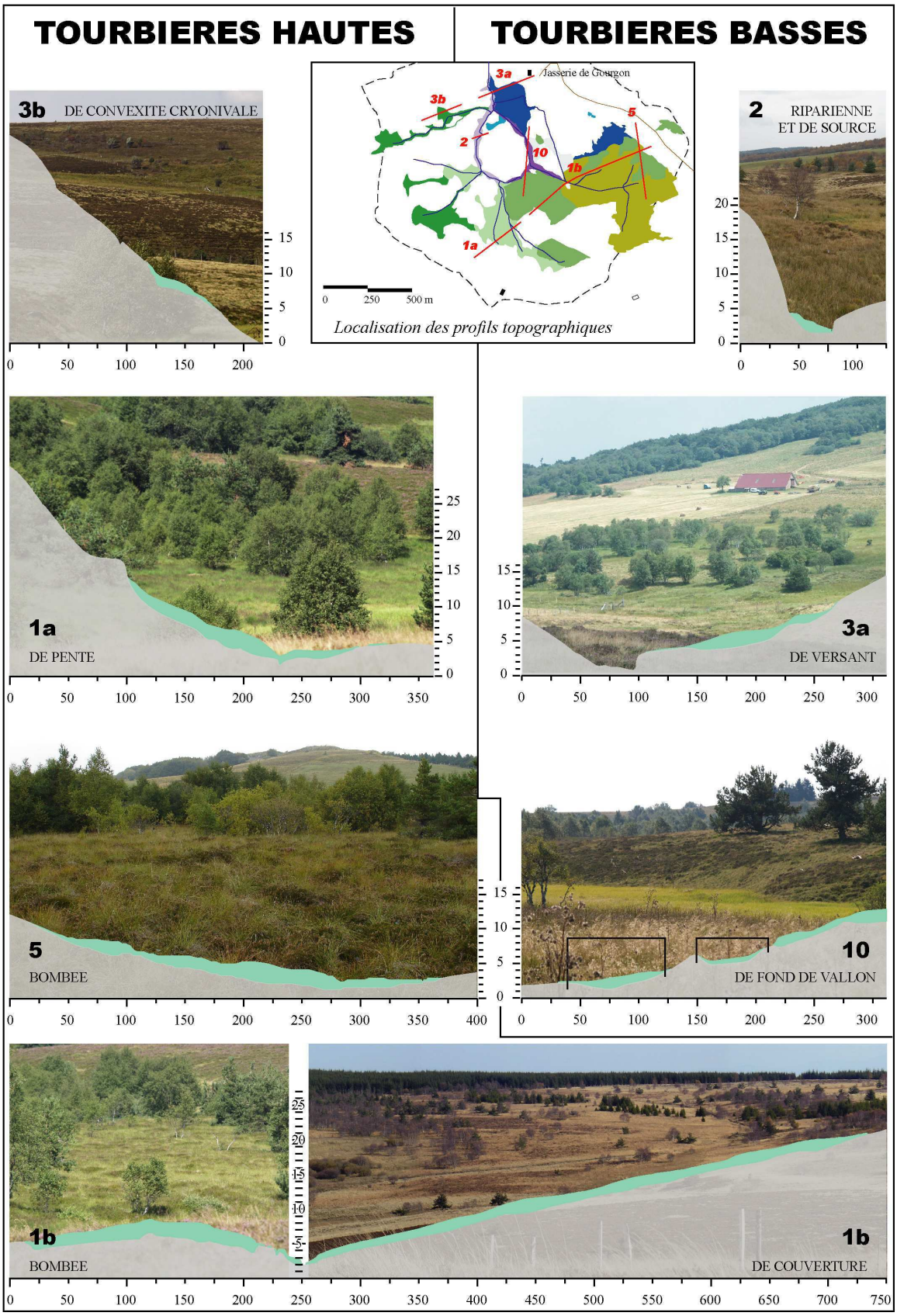


Figure 79 - Illustration des différents mésotopes



b - Les tourbières basses

Il s'agit de tourbières minérotrophes, alimentées par les eaux de ruissellement, c'est-à-dire par une eau plus riche en minéraux dissous. Les espèces caractéristiques des tourbières basses sur le site de Gourgon sont *Carex nigra, Carex rostrata, Juncus filiformis* ou *Molina caerulea*. Les nappes de versants, les sources ou les écoulements de surface sont en relation avec la nappe de la tourbière qu'elles alimentent. Nous distinguons :

- Les tourbières basses ripariennes

Ce type de mésotope se forme en bordure de ruisseau lorsque la pente d'écoulement est faible (Fig.79). La nappe d'eau dans la tourbe est liée au niveau d'eau dans le ruisseau. Les espèces caractéristiques de ce type de milieu sont *Polygonum bistorta, Deschampsia cespitosa, Juncus acutiflorus* ou *Cirsium rivulare*. D'un point de vue stratigraphique, il faut noter que l'on observe généralement des horizons minéraux, sableux, qui s'intercalent dans la tourbe. Ils correspondent aux épisodes de débordement du ruisseau, comme nous avons pu l'observer au niveau du piézomètre 3.

- Les tourbières basses de source

Alimentées en permanence par des sources, elles se situent généralement au niveau d'une rupture de pente. L'eau des sources se répand à la surface de la tourbière. Elle favorise la croissance rapide de végétation turfigène, dont la faible compaction et la lente décomposition permettent la formation de zones de tremblant à *Carex limosa, Scheuchzeria palustris* ou *Menyanthes trifoliata*. Les accumulations sont peu compactes, d'autant qu'elles peuvent comporter des poches d'eau.

- Les tourbières basses de fond de vallon

Ce sont des tourbières à la surface plane, voir légèrement concave qui comblent les fonds de vallon (Fig.79). Il peut s'agir d'anciens chenaux d'eau de fonte glaciaire ou de chenaux d'anciens ruisseaux qui ne laissent aujourd'hui apparaître qu'un faible écoulement de surface. Il n'y a pas de chenal d'écoulement très marqué à la surface de la tourbière, mais plutôt une zone peu compacte gorgée d'eau (tremblant) où l'eau s'écoule en permanence. Dans ces fonds très humides se développent Carex *rostrata, Sphagnum, Menyanthes trifoliata* ou *Potentilla palustris*.

- Les tourbières basses de versant

La végétation de type graminoïde, arbustive ou arborée occupe des dépressions mal délimitées en pente douce. On observe une gradation de la végétation de la tourbière jusqu'aux zones sèches avoisinantes. Les espèces typiques sont *Carex nigra, Carex curta, Carex echinata, Sphagnum et Deschampsia cespitosa*. A Gourgon, ce type de tourbière peut être partiellement ou totalement boisée, comme c'est le cas sur le versant sud-ouest de la Roche Gourgon, où il prend l'allure d'une boulaie sur tourbe. La dynamique de ces mésotopes est fortement liée à l'histoire de l'occupation, comme c'est le cas pour le secteur de Gourgon jasserie. En effet, en bas du versant de la Roche Gourgon, elle se situe en dessous de la jasserie de Gourgon et de son système d'irrigation qui redistribue l'eau captée plus à l'amont.

5.2.1.3 Mise en place et organisation du complexe tourbeux

Nous allons maintenant nous intéresser plus finement à la mise en place et à l'organisation de ces mésotopes. Les tourbières sont des écosystèmes qui s'inscrivent dans le temps long. L'histoire de la mise en place et du développement d'un complexe tourbeux comme celui de Gourgon doit être prise en compte pour appréhender son rôle dans le fonctionnement hydrologique des bassins versants.

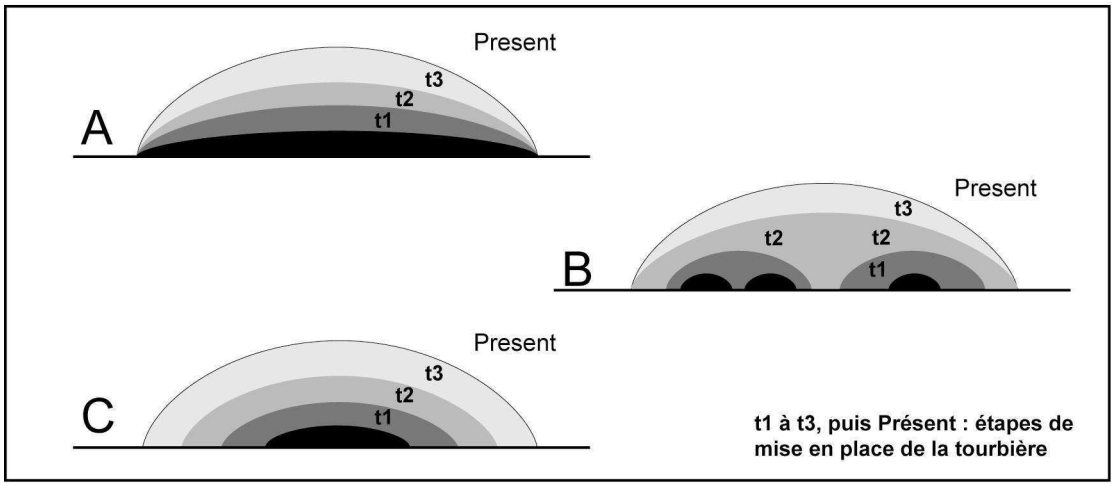
La mise en place du complexe tourbeux de Gourgon s'étale sur plus de 12000 ans, entre 11460 ± 80 BP (11824 A 11235 av.JC) et 902 ± 41 BP (1024 à 1264 ap.JC.) Les échantillons prélevés qui n'ont pas été datés, sont stockés pour d'éventuelles datations complémentaires. Il apparaît clairement que les datations présentées ici s'inscrivent bien dans le modèle de mise en place proposé pour le complexe tourbeux voisin de Grande Pierre Bazanne [Porteret 2001, 2002] (Fig.80).

La chronologie des différentes datations du démarrage de la turfigénèse correspond au modèle régional de mise en place des tourbières [Cubizolle et al. 2003b, Cubizolle 2005b].

- Dans un premier temps, dès le Dryas récent, mais surtout à partir du préboréal (9300 av.J.C.), dans les secteurs les plus favorables à l'hydromorphie, zones de surcreusement héritées de la dynamique glaciaire, source, niche de nivation, lieu d'accumulation de la neige, etc., des tourbières se sont mises en place. C'est par exemple le cas au niveau du mésotope de tourbière haute bombée où nous avons effectué le carottage D et obtenu la datation du démarrage de la turfigènèse la plus ancienne connue à ce jour pour le massif du Forez (11824 à 11235 av.JC).

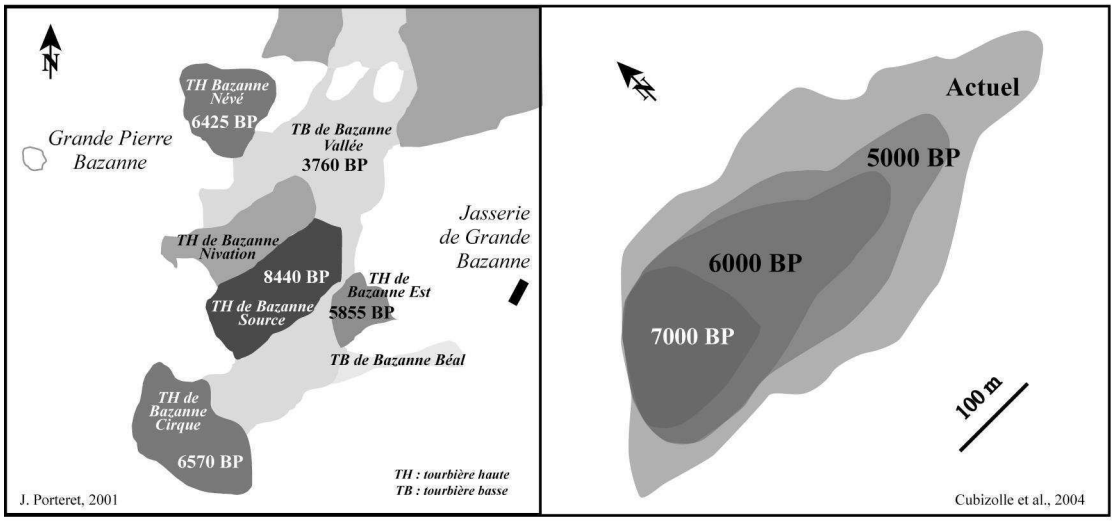
Figure 80 - Modèles de développement et chronologie de l'apparition des tourbières

Modèles conceptuels du développement d'une tourbière bombée *(d'après Foster et Wright 1990)*

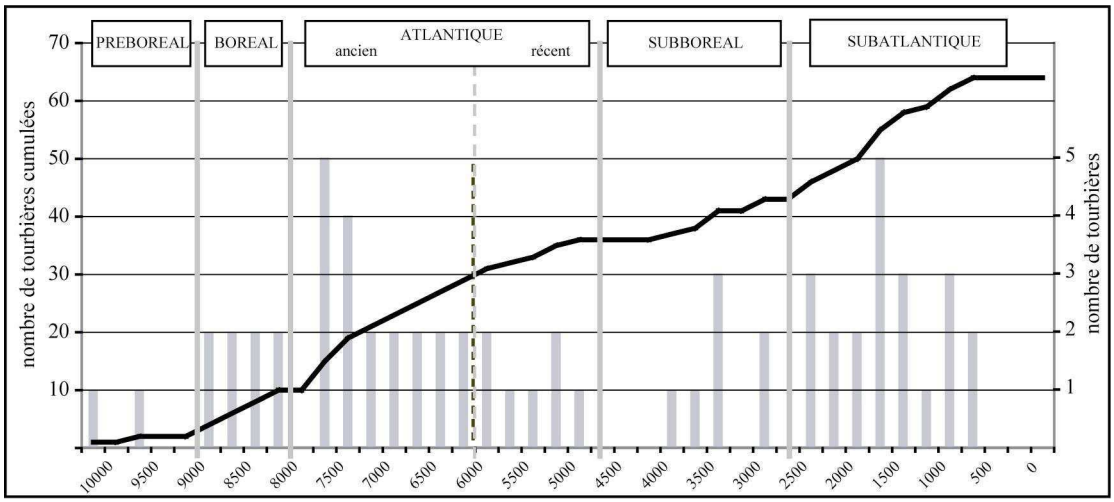


Mise en place du complexe tourbeux de Grande Pierre Bazanne *(Monts du Forez, alt.1015 m)*

Expansion latérale de la tourbière de la Verrerie depuis sa mise en place *(Monts de la Madeleine, alt.1015 m)*



Distribution des datations radiocarbones de 73 tourbières du Nord-Est du Massif Central *(intervalles de 250 ans ; âge BP)*



- La plus grande partie des tourbières hautes (carottage A et B) s'est ensuite mise en place du Boréal à l'Atlantique ancien (entre 8000 et 5000 av.J.C). En effet, c'est la période la plus chaude et la plus humide de l'Holocène, la plus favorable au démarrage de la turfigénèse. Ces tourbières qui ne se sont pas strictement développées dans les fonds de talweg, se sont ensuite progressivement développées vers l'aval à l'image des modèles de développement proposés dans la littérature (Fig.80) et des observations réalisées pour la tourbière bombée de la Verrerie [Cubizolle 2005b] ou le macrotope de Grande Pierre Bazanne [Porteret 2001].
- Enfin, la mise en place des tourbières basses (carottage J et K) correspond au deuxième pic d'apparition des tourbières centré du milieu du Subboréal jusqu'au Subatlantique (entre 2000 av.J.C et 1000 ap.JC). Leur apparition peut sans doute être mise en relation avec l'impact des activités humaines [Cubizolle 2004]. Ces tourbières basses qui occupent les axes d'écoulement achèvent la mise en place de cette vaste zone tourbeuse polymorphe.

Une analyse palynologique réalisée par J. Argant et C. Latour (ARPA, Bron) est conforme au schéma régional d'évolution de la végétation depuis le Dryas récent (Annexe 2). Malheureusement, la base de la carotte prélevée pour l'analyse est plus récente que celle qui avait permis d'obtenir la datation à 11460 BP. Un prélèvement complémentaire est prévu pour réaliser l'analyse palynologique des couches basales les plus anciennes. Une série de datation en cours va permettre de dater différents épisodes marquants du diagramme comme les premières coupes forestières, les premières notations de céréales à l'Atlantique ou les premiers indices de l'activité pastorale au Subatlantique.

Au-delà de l'analyse paléo-environnementale détaillée, la connaissance de l'histoire du macrotope et de sa mise en place constitue, avec la caractérisation des différents mésotopes qui le composent, un socle de connaissance indispensable à la bonne compréhension du fonctionnement actuel de la zone humide. Nous pouvons donc maintenant nous intéresser à l'analyse des niveaux piézométriques et déterminer la capacité de stockage de l'eau du complexe tourbeux de Gourgon.

5.2.2 Capacité du stockage de macrotope

Il s'agit tout d'abord de s'intéresser aux comportements piézométriques des différents mésotopes pour évaluer les volumes de l'acrotelm et du catotelm dans le macrotope, mais également de mieux comprendre les relations hydrauliques et la dynamique de stockage de

l'eau au sein du complexe tourbeux de Gourgon. Pour cela nous allons articuler notre propos autour de deux niveaux d'analyse : le comportement de la nappe à l'échelle du point de mesure, considéré comme représentatif du mésotope dans lequel le piézomètre est installé ; et les relations entre les niveaux de nappe à l'échelle du macrotope.

Ainsi, dans un premier temps, nous nous intéresserons aux caractéristiques des séries de données piézométriques à travers les descripteurs statistiques comme le minimum, le maximum, la médiane ou la moyenne. Toutefois, pour avoir une vision dynamique du fonctionnement de la nappe, il est plus intéressant de s'intéresser à la distribution des valeurs ; nous avons ainsi classé les valeurs pour réaliser des courbes de fréquence des différents niveaux d'eau dans les piézomètres.

Ensuite, nous étudierons les relations entre les niveaux de nappe des différents mésotopes qui constituent le macrotope de Gourgon. Pour cela nous avons réalisé des diagrammes de corrélation, c'est à dire des diagrammes croisant les modalités de *X* et de *Y*, représentant les niveaux de la nappe d'eau dans les piézomètres. Chaque élément i est représenté par le point de coordonnées (X_i,Y_i) et l'ensemble des points constitue un nuage de points dont l'aspect permet de caractériser la relation à l'aide de trois critères : l'intensité, la forme et le sens de la relation [Grasland 1998]. L'objectif est de caractériser les dynamiques des niveaux piézométriques les uns par rapport aux autres. En faisant apparaître les similitudes et en isolant les comportements particuliers, nous proposerons des éléments d'explication. A partir de là, nous évaluerons la capacité de stockage de l'eau du macrotope de Gourgon.

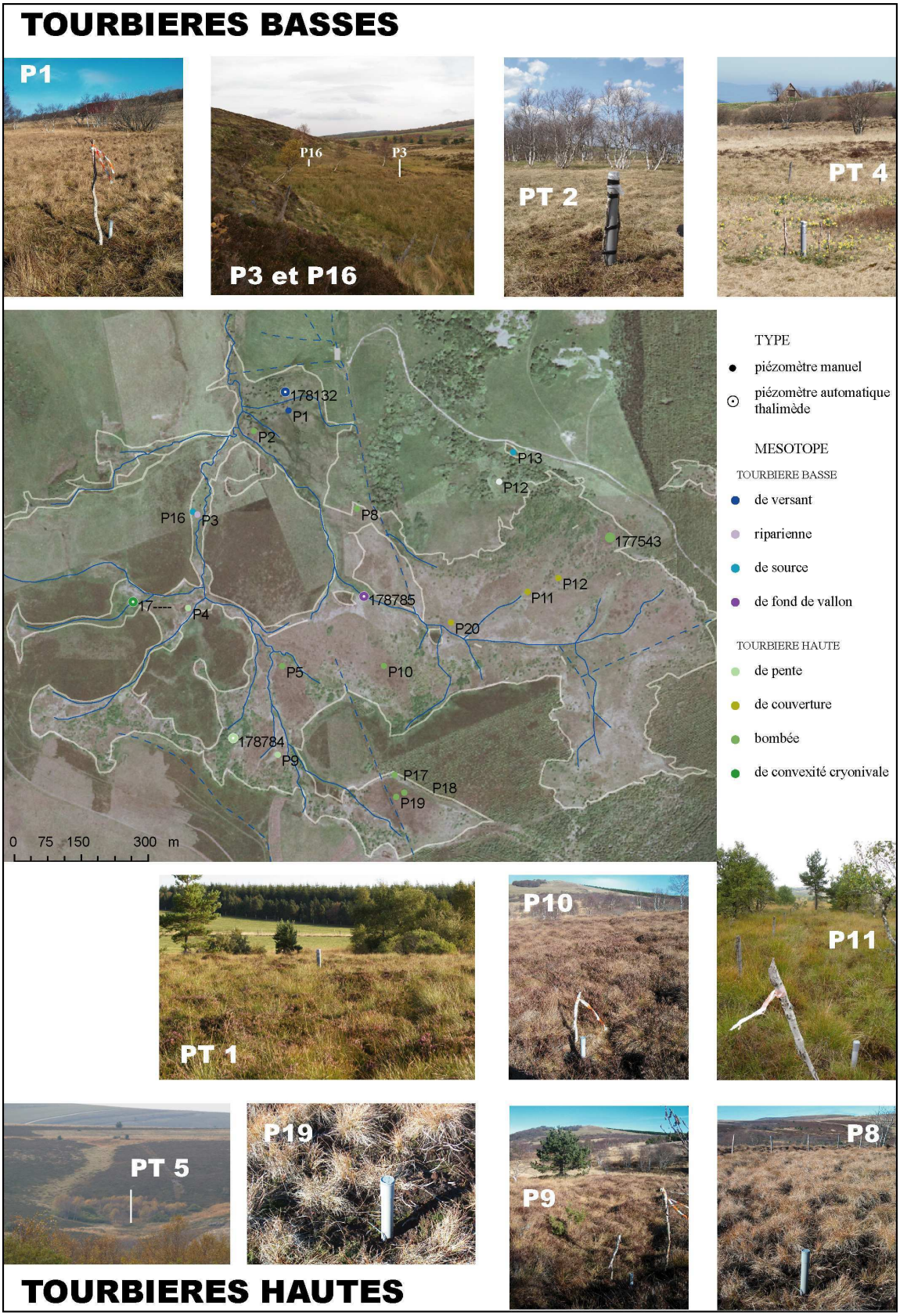
5.2.2.1 Analyse des niveaux piézométriques

Les piézomètres installés sur le site sont représentatifs des deux principaux types de mésotopes (Fig.81). Ils se répartissent :

- dans les mésotopes ombrotrophes, avec P2, P4, P5, P8, P9, P10, P11, P12, P17, P18, P19, P20 et les piézomètres automatiques PT1, PT3 et PT5 ;
- et dans les mésotopes minérotrophes, représentés par P1, P3, P13, P16, PT2 et PT4.

Nous allons donc analyser les comportements de ces deux groupes de piézomètres. Nous rappelons que cette analyse repose sur les mesures ponctuelles 2003 – 2006, qui représentent pour chaque piézomètre près de soixante-dix valeurs réparties principalement du printemps à l'automne (plus de 90% des valeurs), et sur les enregistrements automatiques horaires de cinq thalimèdes installés à partir de 2006.

Figure 81 - Représentativité des piézomètres



a - Les mésotopes de tourbières hautes

La profondeur moyenne de la nappe dans les mésotopes représentatifs des tourbières hautes est d'une vingtaine de centimètres pour les relevés manuels effectués entre 2003 et 2006. Nous pouvons penser que cette valeur est légèrement surestimée du fait de la faible représentation des valeurs hivernales dans la série de données (6%). En effet, lorsque nous utilisons les valeurs horaires enregistrées en continu par le piézomètre automatique 1 (PT1) sur la période 2006 – 2007 (17520 mesures), la profondeur moyenne de la nappe est de 15 cm. Toutefois, cette période 2006 – 2007 a été globalement plus humide que la période 2003 – 2006. La variabilité interannuelle du niveau moyen de la nappe est de plus ou moins 5 centimètres pour notre période de mesure. Il apparaît donc que la réaction de la nappe aux conditions climatiques ne se traduit que par de faibles variations du niveau moyen.

Intéressons nous maintenant aux niveaux extrêmes qui nous apportent des informations sur la limite entre la zone toujours saturée, le catotelm, et la zone où fluctue la nappe, l'acrotelm. Cette limite se situe autour de 45 cm de profondeur. Ainsi, le niveau minimum de la nappe atteint 43 cm dans le piézomètre 12, 40 cm dans P8, 39 cm dans P9 ou 53 cm dans P2. Pour PT1, le niveau minimal de la nappe, enregistré à l'automne 2005, est de 44,6 cm. En 2006 et 2007, années pour lesquelles les étés ont été humides (plus de 350 mm de précipitation en juin, juillet et août), la nappe ne s'est pas abaissée au delà de 32 cm de profondeur.

Sur la période 2003 à 2007, les plus bas niveaux de nappe ont été atteints durant l'été 2005. La capacité maximale de stockage de la nappe peut également être envisagée en observant les niveaux maxima de la nappe. En effet, à l'échelle mensuelle et saisonnière, la nappe connaît d'importantes fluctuations et sa capacité à atteindre la surface est aussi significative, si ce n'est plus, que sa profondeur minimale. Ainsi, par exemple, lors de la longue période de sécheresse du printemps et de l'été 2003, nous pouvons remarquer que si les niveaux de nappe n'ont pas atteint des records de profondeur, ils sont restés très bas, n'atteignant jamais les premiers centimètres de surface. Avec des niveaux maxima qui se situent autour de -20 centimètres, la nappe enregistre ses niveaux moyens les plus bas.

Pour avoir une meilleure vision de la dynamique de la position de la nappe dans les piézomètres, nous avons classé les différentes valeurs, ponctuelles pour les piézomètres à relevés manuels et journalières pour les piézomètres automatiques, pour réaliser des courbes de fréquences cumulées des niveaux d'eau. Nous pouvons ainsi remarquer que les

niveaux de l'ensemble des piézomètres représentatifs des tourbières hautes se situent entre 5 et 25 cm de profondeur la majeure partie du temps (50% des relevés). Les niveaux d'eau ne s'abaissent sous les 30 premiers centimètres de tourbe que pour 5 à 25% des relevés. La nappe est la plupart du temps très haute et les périodes où elle s'abaisse jusqu'à la base de l'acrotelm sont rares. A ce titre, la courbe de PT1 est significative. Les niveaux de nappe situés entre -10 et -15 cm représentent 60% des enregistrements, soit 219 jours par an en moyenne sur les années 2006 – 2007. Les fréquences de ces niveaux de nappe sont très proches et donnent à la courbe l'allure d'une droite. L'inflexion marquée par la courbe pour les niveaux de nappe situés au-delà de -15 cm, et de manière plus marquée au-delà de -20 cm, traduit la moindre fréquence des bas niveaux de la nappe. Ainsi, la nappe ne s'est abaissée en dessous de -30 centimètres qu'une vingtaine de jours par an en moyenne en 2006 – 2007.

Il existe bien évidemment des nuances dans la répartition des valeurs des niveaux de nappe mesurés dans les différents piézomètres représentatifs des mésotopes de tourbière haute. Nous avons donc fait apparaître des groupes de piézomètres aux comportements proches, comme l'illustre la figure 82. Pour simplifier la lecture, chaque zone de couleur traduit la répartition des niveaux de nappe pour un groupe de piézomètres défini. Nous distinguons :

- Les mésotopes de tourbière bombée (rouge); Sur le bombement, la nappe n'affleure jamais comme le montrent les courbes de P2, P8 ou PT1. La nappe se situe dans les vingt premiers centimètres de tourbe pendant la moitié de l'année (50% des valeurs relevées). Durant les périodes où, à la fois, les apports en eaux des précipitations sont réduits et l'évapotranspiration est la plus forte, c'est dans ce type de mésotope que les niveaux sont les plus bas.

- Les mésotopes de tourbière de pente (P4 et P9 en jaune) ; ils se caractérisent par des niveaux de nappe relativement hauts, puisque 60% des relevés situent la nappe dans les 10 premiers centimètres de tourbe. La nappe affleure dans 10 à 20% des cas. Il s'agit donc de secteurs humides. Si les conditions d'évapotranspiration sont similaires pour les différents mésotopes, il semble qu'au-delà des précipitations, le maintien de la nappe plus proche de la surface que dans les secteurs bombés puisse s'expliquer par des apports d'eau de versant. La courbe des valeurs de PT4 va dans ce sens. Situé très à l'amont, à une quinzaine de mètres du contact avec le versant, le PT4 se caractérise, en 2006, par des niveaux d'eau toujours proches de la surface (80% des valeurs se situent dans les 5 premiers centimètres).

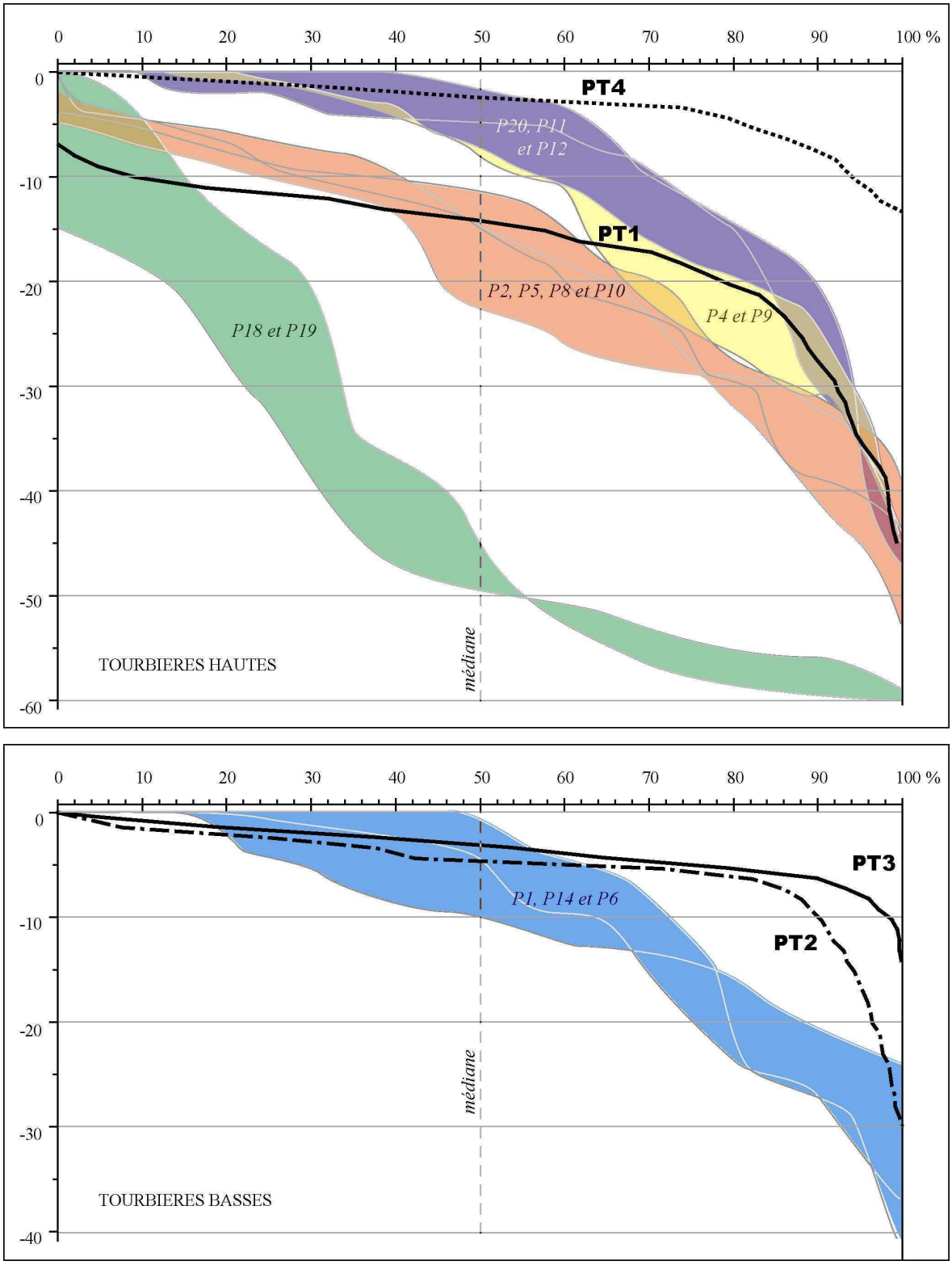
- Les mésotopes de tourbière de couverture (violet) sont ceux où les niveaux de nappe restent les plus hauts durant l'année. Toutefois, ce constat doit être relativisé car les valeurs de P11 correspondent à un microtope de lagg où se concentrent les écoulements. La nappe y affleure jusqu'à 40% du temps. Il n'en demeure pas moins, si l'on considère les valeurs de P12 et P20, que ce type de mésotope se caractérise par la faible profondeur de la nappe. Lorsque la nappe s'abaisse, les niveaux d'eau se situent principalement entre 5 et 20 centimètres de profondeur. Dans cet intervalle, la forme et la pente de la courbe indiquent que les différents niveaux de nappe ont des fréquences assez proches : 4,5% pour un niveau de nappe situé à -7 cm et 3% pour -12 cm. La nappe ne se situe en-dessous de vingt centimètres de profondeur que pour 10 à 20% des relevés, soit 35 à 75 jours environ par an.

- Enfin, nous distinguerons un cas particulier où les niveaux de nappe sont influencés par l'Homme (P18 et P19 en vert). Il s'agit du mésotope de tourbière haute bombée traversé par un drain situé au sud de la tête de bassin versant (carottage D). Dans le cadre des travaux forestiers réalisés à la fin des années 70 et au début des années 80, un drain de près de 2 mètres de largeur, pour 1 mètre de profondeur a été creusé à travers le bombement pour évacuer l'eau d'un secteur planté en résineux plus à l'amont. Ce drain, dont le comblement par la sphaigne est bien avancé, entraîne une baisse du niveau de la nappe d'environ 25 centimètres par rapport aux bombements non drainés (le piézomètre se situe à 13 m du drain) . De plus, durant les années 90, la surface de la tourbière a été incendiée suivant les pratiques traditionnelles d'écobuage destinées, sur les landes, à éliminer la callune au profit des espèces herbacées. Sur le graphique (Fig.82), la limite haute de la zone verte correspond aux niveaux d'eau dans le lagg et la limite basse aux niveaux sur le bombement. Nous remarquons ainsi que, si dans le lagg l'eau peut atteindre la surface, la nappe s'abaisse rapidement puisqu'elle ne se trouve dans les vingt premiers centimètres de tourbe que pour 30% des relevés. Sur le bombement, près de la moitié des relevés indique un niveau de nappe situé en dessous de 50 cm de profondeur.

b - Les mésotopes de tourbières basses

La même démarche que précédemment peut être appliquée pour les piézomètres représentatifs des mésotopes de tourbière basse.

Figure 82 – Courbes de fréquences des niveaux piézométriques à Gourgon



Nous observons tout d'abord que dans les mésotopes de tourbière basse le niveau moyen de la nappe est plus proche de la surface que dans les mésotopes de tourbière haute. Pour la période 2003 – 2005, il est de -9,5 cm pour P1, -8,8 cm pour P14 ou -10,5 cm pour P16. La variation interannuelle du niveau moyen de la nappe sur cette même période est de plus ou moins 4 cm. L'épaisseur moyenne de la zone non saturée est donc extrêmement faible. Elle peut varier du simple au double suivant les années ; nous pouvons prendre pour exemple le piézomètre 16 où le niveau moyen de la nappe a été de -7,8 cm en 2004 et -13,7 cm en 2005. Il n'en demeure pas moins que la nappe peut s'abaisser profondément dans la tourbe comme l'illustrent les profondeurs maximales de la nappe enregistrées durant l'été 2005. Ainsi, les niveaux minimaux de la nappe enregistrés pour P14 (-41cm) et pour P16 (-37 cm) sont semblables à ceux des tourbières hautes.

La nappe affleure une grande partie de l'année en raison des apports d'eau des versants qui s'ajoutent aux apports des précipitations. Sur le versant est, le niveau de la nappe de la tourbière de source où est installé le piézomètre 14 affleure pour la moitié des relevés. Lors de 70% des relevés effectués entre 2003 et 2005, la nappe se situait dans les 15 premiers centimètres de tourbe. Comme nous le faisions remarquer précédemment, la faible représentation des valeurs hivernales dans notre série de données conduit à une sur-représentation des valeurs basses de la nappe. Ceci est d'autant plus vrai que, pour des raisons pratiques de travail sur le terrain, la très grande majorité des relevés a été effectuée lors de journées sans précipitation. Les courbes réalisées avec les valeurs moyennes journalières enregistrées par les piézomètres automatiques PT2 et PT3 font apparaître la quasi saturation permanente de la nappe. Elle se situe entre 0 et 5 cm de profondeur pendant 80 à 90% du temps, soit plus de 300 jours par an. Les niveaux de nappe inférieurs à – 10 cm sont donc rares et correspondent aux épisodes chauds et secs estivaux les plus importants.

Le cas du piézomètre 3 doit être détaillé (Fig.83). Installé dans un secteur de tourbière basse riparienne à sphaignes et carex, le niveau de la nappe reste toujours très bas. Le tube PVC de 170 cm de longueur traverse 120 cm de tourbe, d'abord blonde fibrique, puis brune mésique au-delà de 60 cm de profondeur. Il est ancré dans une cinquantaine de centimètres de formation organo-minérale sablo-limoneuse à sablo-argileuse. Alors, que le niveau d'eau dans le piézomètre 16, situé une dizaine de mètres en amont, au contact du versant, est toujours proche de la surface (-10,4 cm en moyenne), le niveau moyen de la nappe dans le piézomètre 3 pour la période 2003 – 2005 est de -79 cm. La nappe oscille

entre 39 cm de profondeur au minimum pendant le printemps 2005 et 102 cm au maximum durant l'été 2003. La courbe des fréquences cumulées des différents niveaux de nappe prend pour ce piézomètre une forme particulière. En effet, si les niveaux de nappe situés entre 75 et 80 cm de profondeur représentent 40% des valeurs, 30% des valeurs sont inférieurs à 80 cm et 30% sont supérieurs à 75 cm. Si l'on exclut de l'analyse, les valeurs hivernales trop peu représentées, il apparaît que lorsque la nappe s'abaisse en dessous de 80 cm, il s'agit de relevés effectués en été (55%) ou à l'automne (40%). *A contrario*, lorsque la nappe s'élève au dessus de 75 cm de profondeur, il s'agit de relevés effectués au printemps (54%) ou à l'automne (46%).

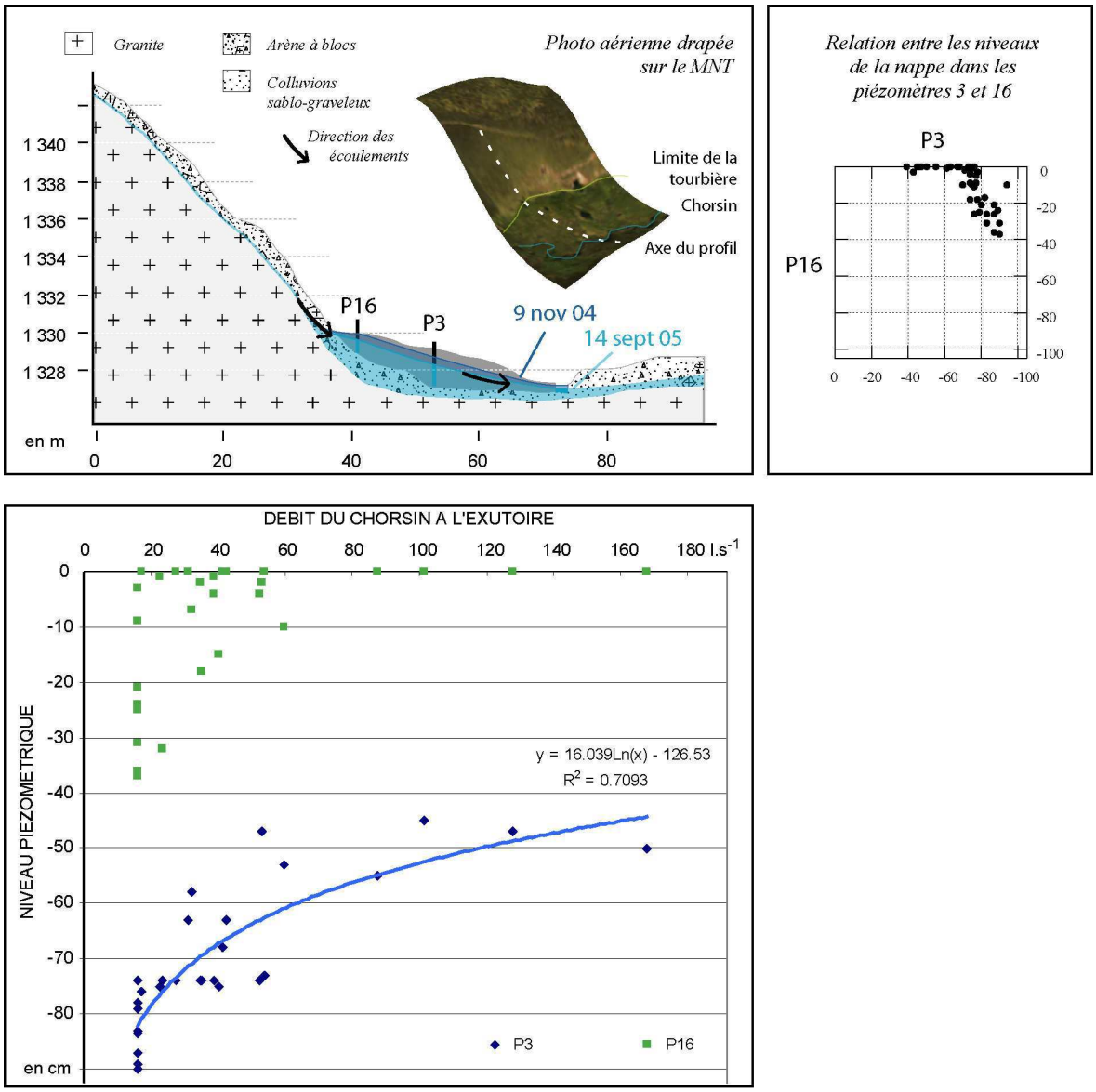


Figure 83 - Fonctionnement de la nappe du secteur de P3 et P16

Pour mieux comprendre le fonctionnement de la nappe dans ce secteur, nous avons étudié plus précisément la microtopographie de surface, les épaisseurs de tourbe et les relations entre les niveaux piézomètriques de P3 et P16. Il apparaît clairement que les niveaux piézométriques dans la tourbe sont largement influencés par les apports de versants et le drainage de la nappe par le ruisseau de Chorsin. A la base du versant, des sources maintiennent près de la surface le niveau d'eau du piézomètre 16. A l'inverse, en dehors de période de crue du cours d'eau qui permet l'élévation de la nappe, le niveau du piézomètre 3, qui crée une communication entre la nappe de la tourbière et celle des formations colluviales, reste bas. Il est drainé par le Chorsin. Avec un coeffcient de détermination de 0,7, la relation entre les niveaux d'eau dans le piézomètre 3 et les débits du Chorsin mesurés à l'exutoire est bonne (Fig.83). Cet exemple traduit la complexité des relations hydrauliques qui peuvent exister entre la tourbière et les formations superficielles.

5.2.2.2 Relations entre les niveaux de nappe

Compte tenu de la diversité et de la disposition des différents mésotopes à Gourgon, il est nécessaire, pour bien cerner la dynamique de stockage de l'eau, d'établir le niveau de relation entre les niveaux piézométriques à l'échelle du macrotope. En effet, nous pouvons nous poser la question de savoir si les niveaux de la nappe dans les différents mésotopes répondent de la même dynamique. Il s'agit donc d'identifier les mésotopes ou toutes les parties de la tourbière qui réagissent de manière synchrone et proposer des éléments d'explication des nuances de la réactivité des nappes en relation avec les paramètres du bilan de l'eau.

Pour cela, nous avons utilisé les méthodes d'analyse statistique et graphique des logiciels Gnuplot (http://www.gnuplot.info) et R (http://www.r-project.org). R est une implémentation du langage de programmation appelé S, inventé chez AT&T Bell Laboratories. Il s'agit d'un système interactif et d'un environnement de programmation flexible, qui permet après une phase d'analyse interactive, d'automatiser les tâches en exécutant séquentiellement toutes les instructions d'un fichier texte. L'utilisateur observe ensuite les résultats pour extraire l'information qui l'intéresse.

L'analyse des nuages de points nous renseigne sur l'intensité (nulle, faible, ou forte), la forme (linéaire, parabole, hyperbole, sinusoïde, etc.) et le sens de la relation (positive ou négative). Le croisement systématique des valeurs de profondeur de la nappe et d'amplitude des variations du niveau d'eau entre deux relevés, pour l'ensemble des

piézomètres, à différents pas de temps (valeurs classées par saisons), nous a conduit à analyser près de 1150 nuages de points. Nous avons également calculé les coefficients de correlation (r) et, pour les relations les plus significatives, construit les courbes de tendance (analyse de régression) (Fig.84). Le calcul de leur coefficient de détermination (r^2), nous renseigne sur le degré de correspondance entre les valeurs estimées pour la tendance et les valeurs réelles.

Nous pouvons dans un premier temps nous intéresser aux nuages de points mettant en jeux les valeurs du piézomètres 19, dont le fonctionnement est influencé par la proximité d'un fossé. La forme des nuages de points construits avec les valeurs de P19 prend une forme particulière qui illustre l'impact du drainage dans la dynamique des nappes des tourbières. Les coefficients de correlation des valeurs de P19 avec les valeurs des autres piézomètres oscillent entre 0,48 et 0,72. La forme exponentielle de la relation traduit la plus forte sensibilité de la nappe, qui s'abaisse plus rapidement et plus profondément dans la tourbe que dans les secteurs drainés. Lorsque la nappe se situe autour de -10 cm dans un mésotope de tourbière haute bombée non drainée (P10), elle peut atteindre -50 cm dans P19 où la nappe fluctue plus rapidement et de manière plus importante. Nous constatons également que mis à part au printemps (r=0,82), les relations entre les niveaux de nappe du lagg (P18) et du bombement (P19) sont faibles (r=0,32 l'été et r=0,4 l'automne). Nous pouvons donc supposer qu'en abaissant le niveau de la nappe, le fossé coupe les relations hydrauliques entre le bombement et le lagg. Pour cette raison, le comportement de P18 se rapproche de celui de P13, ce qui peut expliquer le bon coefficient de correlation (r=0,74).

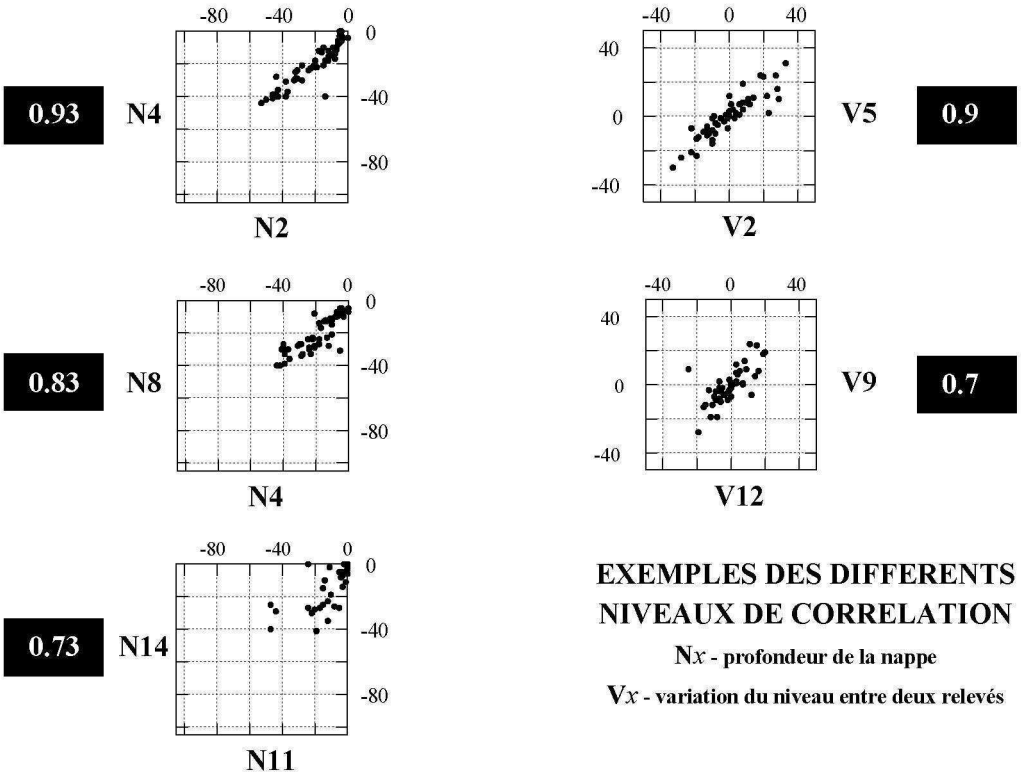
Hormis les cas que nous venons de citer, la forme des nuages de points mettant en jeux les piézomètres représentatifs des différents mésotopes indique de bonnes relations entre les niveaux de la nappe dans le macrotope de Gourgon. Cela se traduit d'une manière générale par l'alignement des points le long de la diagonale du graphique (Fig .84, 85 et 86). Les coefficients de correlation varient de 0,7 à 0,95 pour la grande majorité des relations. Toutefois, la plus ou moins grande dispersion des points par rapport à la diagonale traduit des nuances. Ainsi, la relation est très bonne entre les niveaux de P2 et P5, deux secteurs de tourbière haute bombée (r=0,95). A l'inverse, le coefficent de correlation pour la relation entre les niveaux de P1 (tourbière basse) et P2 (tourbière haute), distants d'environ 100 m, n'est que de 0,72.

Figure 84 - Analyse de correlation des niveaux piézométriques

VARIATION DU NIVEAU D'EAU

	V1	V2	V3	V4	V5	V6	V8	V9	V10	V11	V12	V13	V14	V16	V17	V18	V19	V20	
N1		0.73	0.25	0.65	0.74	0.31	0.49	0.66	0.62	0.46	0.66	0.29	0.31	0.54	0.30	0.52	0.63	0.64	V1
N2	0.72		0.33	0.85	0.90	-0.34	0.71	0.84	0.88	0.72	0.89	0.34	0.60	0.73	0.18	0.56	0.55	0.85	V2
N3	0.30	0.60		0.36	0.30	-0.44	0.43	0.17	0.24	0.19	0.23	0.21	0.23	0.14	-0.07	0.47	0.18	0.09	V3
N4	0.65	0.93	0.67		0.86	-0.44	0.73	0.75	0.76	0.67	0.69	0.39	0.68	0.79	0.07	0.50	0.62	0.84	V4
N5	0.72	0.95	0.59	0.91		-0.31	0.72	0.72	0.85	0.66	0.82	0.28	0.57	0.72	0.20	0.53	0.50	0.80	V5
N6	0.55	0.00	-0.24	-0.06	0.05		-0.53	-0.25	-0.33	-0.56	-0.43	-0.11	-0.45	-0.74	0.82	0.14	0.30	-0.13	V6
N8	0.58	0.84	0.65	0.83	0.85	-0.22		0.51	0.69	0.56	0.60	0.28	0.49	0.48	-0.11	0.80	0.75	0.47	V8
N9	0.68	0.93	0.60	0.90	0.89	-0.04	0.79		0.82	0.51	0.70	0.35	0.63	0.81	-0.09	0.31	0.47	0.85	V9
N10	0.61	0.92	0.59	0.87	0.89	-0.12	0.78	0.92		0.56	0.68	0.24	0.63	0.71	0.12	0.48	0.42	0.78	V10
N11	0.61	0.80	0.50	0.78	0.82	-0.24	0.73	0.76	0.69		0.68	0.17	0.73	0.71	0.33	0.19	0.27	0.65	V11
N12	0.66	0.94	0.60	0.86	0.92	-0.16	0.85	0.87	0.81	0.87		0.30	0.52	0.67	0.20	0.40	0.45	0.80	V12
N13	0.56	0.57	0.35	0.60	0.54	0.04	0.54	0.55	0.50	0.44	0.53		0.09	0.42	-0.16	0.35	0.43	0.43	V13
N14	0.29	0.76	0.67	0.81	0.75	-0.30	0.70	0.76	0.76	0.73	0.75	0.33		0.74	-0.17	0.17	0.21	0.68	V14
N16	0.56	0.82	0.64	0.88	0.82	-0.63	0.78	0.85	0.78	0.80	0.85	0.47	0.87		-0.32	0.26	0.36	0.81	V16
N17	-0.43	-0.14	0.02	-0.18	-0.19	0.12	0.18	-0.26	-0.31	-0.31	-0.13	-0.24	-0.01	-0.29		0.01	0.01	-0.01	V17
N18	0.74	0.77	0.75	0.76	0.74	0.34	0.85	0.73	0.73	0.52	0.71	0.74	0.53	0.67	-0.18		0.70	0.29	V18
N19	0.56	0.69	0.59	0.72	0.64	0.46	0.69	0.67	0.59	0.48	0.66	0.56	0.50	0.61	-0.02	0.72		0.34	V19
N20	0.76	0.88	0.47	0.88	0.88	-0.20	0.74	0.88	0.79	0.86	0.91	0.58	0.80	0.84	-0.28	0.61	0.50		V20
	N1	N2	N3	N4	N5	N6	N8	N9	N10	N11	N12	N13	N14	N16	N17	N18	N19	N20	

NIVEAU D'EAU



EXEMPLES DES DIFFERENTS NIVEAUX DE CORRELATION

N*x* - profondeur de la nappe

V*x* - variation du niveau entre deux relevés

Figure 85 - Exemple de relations entre les niveaux piézométriques à Gourgon

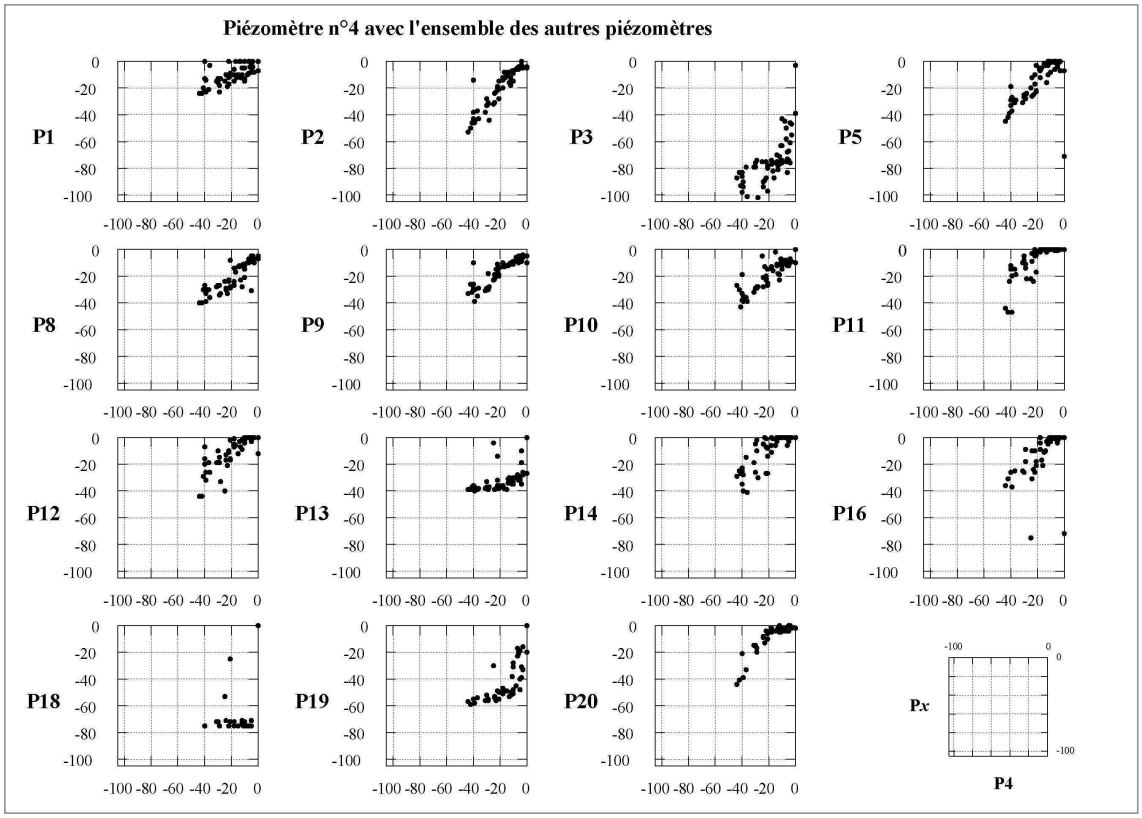
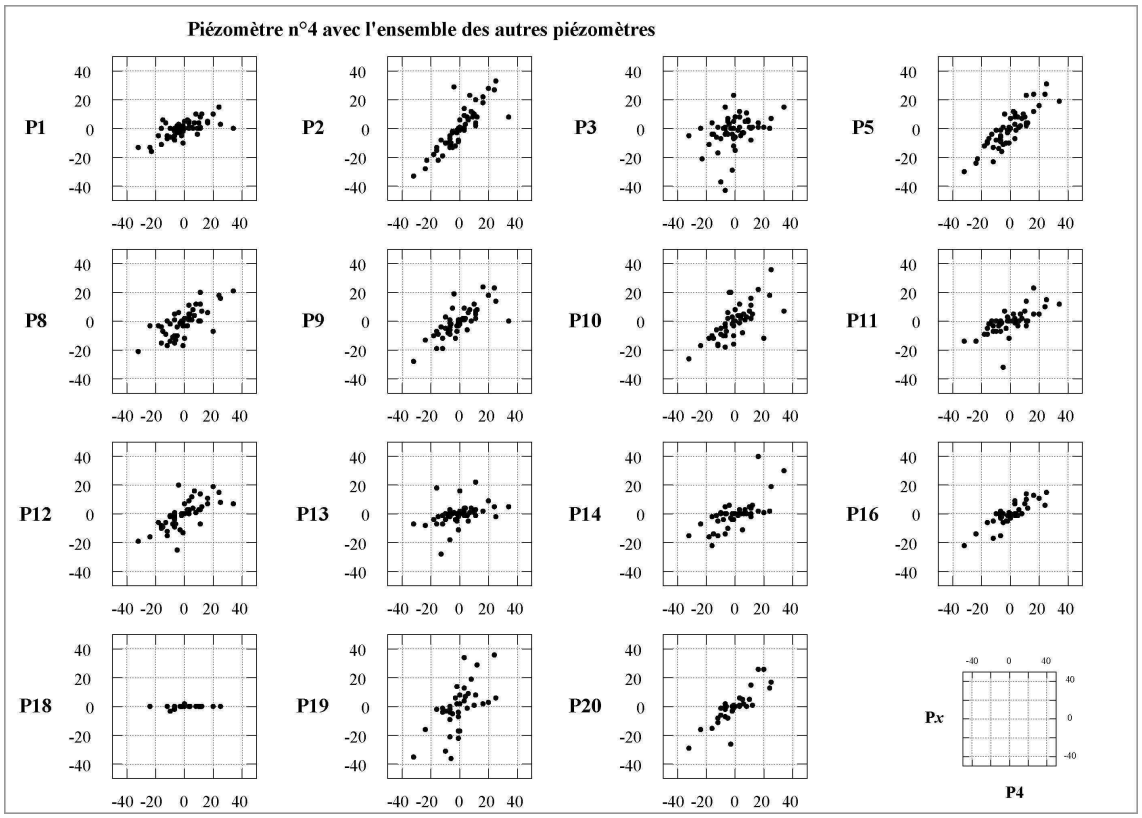


Figure 86 - Exemple de relations entre les variations piézométriques à Gourgon

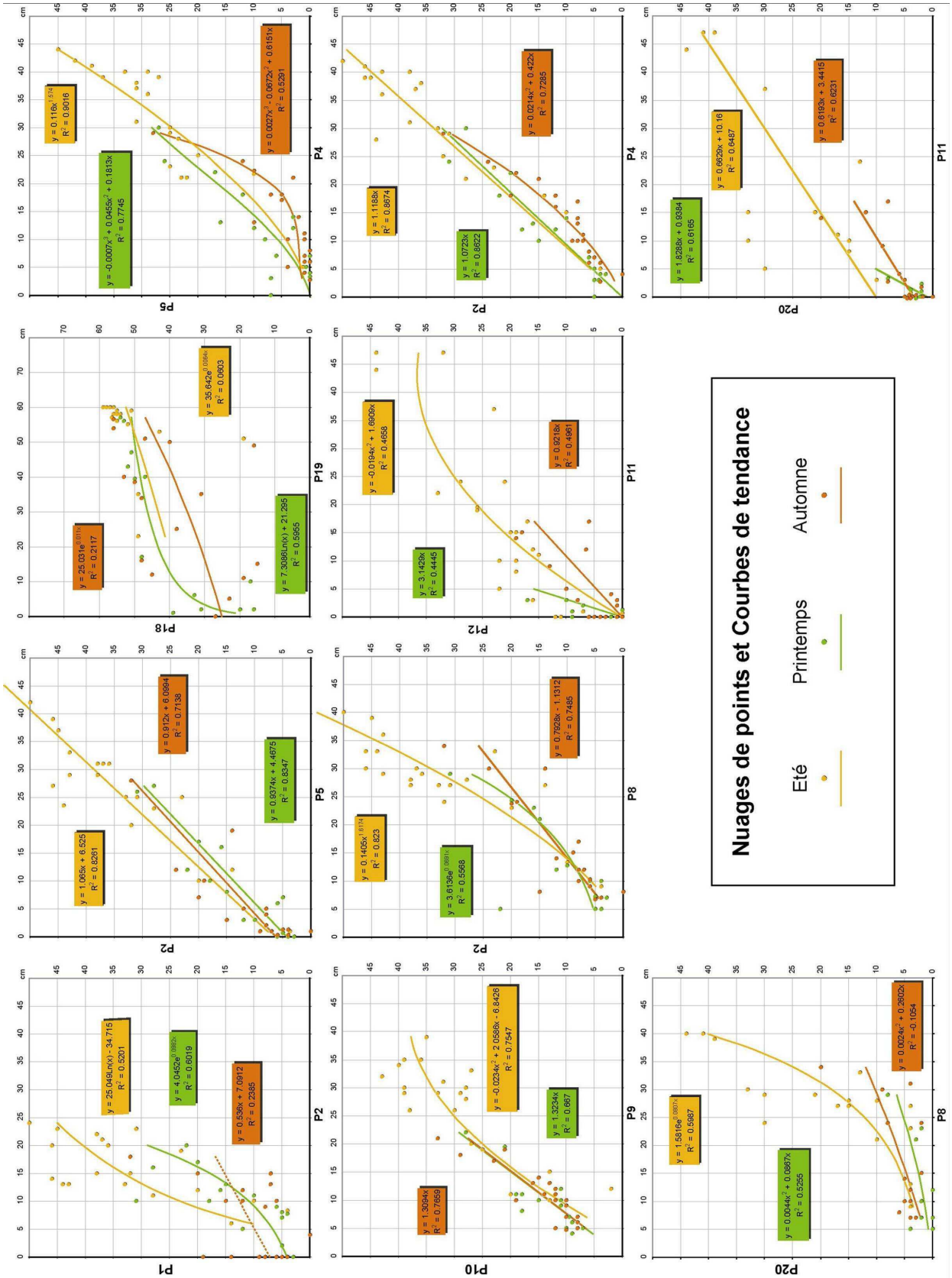


Nous pouvons donc constater que les niveaux de nappe et les variations du niveau entre deux relevés sont toujours bien correlés pour les secteurs de tourbière haute (P2, P4, P5, P8, P9, P10, P11, P12 et 20). En effet, et ce n'est pas une surprise, les niveaux de nappe des mésotopes de tourbière haute répondent d'une même dynamique liée aux conditions climatiques permettant l'ombrotrophie. Dans le détail, les nuances qui apparaissent entre ces différents piézomètres s'expliquent par des facteurs locaux influant sur les sorties du bilan de l'eau. La végétation de surface notamment joue un rôle déterminant dans la mesure où elle influe sur le niveau de l'évapotranspiration et par conséquent la baisse du niveau d'eau dans les piézomètres. Ces nuances sont d'autant plus visibles que l'on observe les relations entre les variations du niveau d'eau entre deux relevés (Fig.86). Les niveaux de correlation sont globalement plus faibles, inférieurs à 0,9.

L'observation détaillée de la forme de certains nuages de points nous a conduit à classer les valeurs par saison, parce que la part des différents paramètres du bilan de l'eau influant sur les niveaux de nappe, comme les précipitations ou l'évapotranspiration, n'est pas constante au cours de l'année. La construction des courbes de tendance nous permet de bien visualiser les relations (Fig87). Leur fiabilité est donnée par le coefficient de détermination. Nous pouvons ainsi remarquer qu'entre les piézomètres 2 et 5, les courbes construites à partir des relations des valeurs classées par saison (printemps, été et automne) restent semblables. Cela se traduit par de forts coefficients de corrélation (r=0,91 pour le printemps ; 0,92 pour l'été et 0,84 pour l'automne) et par de bons coeffients de détermination des droites construites pour chaque saison (r^2=0,83 pour le printemps ; 0,87 pour l'été et 0,71 pour l'automne). Pour ces piézomètres, le niveau d'eau varie de manière identique au cours de l'année, puisque, comme le traduit la relation linéaire, il existe un rapport constant d'évolution proportionnelle entre les deux variables.

Les relations entre les niveaux piézométriques ne sont pas toujours linéaires. Ainsi les courbes des relations entre les valeurs de P4 et P5 sont convexes et correspondent à des modèles puissance (l'été ; r^2=0,9) ou polynomial. Le modèle puissance ou allométrique indique que deux variables sont liées par un rapport relatif constant. Ainsi, durant l'été, le niveau de la nappe de P5 s'abaisse d'autant plus profondément que celui de P4 est bas. Cela traduit une plus forte sensibilité de la nappe d'eau du mésotope de tourbière bombée (P5) que celle du mésotope de tourbière de pente (P4) aux conditions climatiques estivales.

Figure 87 - Relations saisonnières entre les niveaux piézométriques



Les courbes de tendance s'ajustant le mieux aux nuages de points pour les valeurs du printemps et de l'automne sont de type polynomiale cubique (r^2= 0,77 et r^2= 0,53). Au printemps, le léger décalage de la baisse des niveaux P4 par rapport à P5 est marqué par une inflexion de la courbe dans les premiers centimètres de tourbe avant qu'elle ne prenne l'allure d'une droite. Pour l'automne, le maintien des niveaux de P4 près de la surface lorsque ceux de P5 s'abaissent se traduit par une courbe à forte convexité. Un effet de seuil peut être mis en évidence. En effet, c'est lorsque les niveaux de nappe dépassent 17 à 18 cm de profondeur pour P5 qu'ils commencent à chuter pour P4. Les niveaux d'eau sont généralement bien corrélés l'été suivant des relations de type linéaire ou allométrique. Les principales différences apparaissent donc aux intersaisons. Elles se traduisent par de moins bon niveaux de corrélation et/ou par une physionomie des nuages de points et des courbes de tendance très différentes de la situation estivale.

Nous pouvons donc nous arrêter sur les principaux enseignements de ces relations entre les niveaux piézomètriques :

- Pour ce qui concerne les niveaux piézométriques des mésotopes de tourbière basse, nous pouvons faire remarquer que les niveaux de nappe sont peu correlés avec ceux des autres piézomètres situés dans la tourbière. A ce titre, le cas de P1 est significatif, puisque les coefficients de corrélation le concernant sont toujours inférieurs à 0,76 et se situent majoritairement autour de 0,65. S'il en est de même pour les variations du niveau d'eau entre deux relevés pour l'ensemble des valeurs, nous pouvons remarquer que les coefficients de corrélation concernant les variations du niveau d'eau des valeurs estivales (la moitié des coefficients est supérieure à 0,72) et dans une moindre mesure des valeurs printanières, sont meilleurs. Les relations des niveaux d'eau des mésotopes de tourbières basses sont mieux correlés avec ceux des mésotopes de tourbières hautes durant l'été. Nous pouvons donc penser qu'en période estivale, les apports d'eau de versant se réduisent et que la dynamique de la nappe de ces mésotopes se rapproche de celle des parties ombrotrophes qui sont déconnectées des versants. L'influence des apports de versant se place donc principalement au printemps, à la fonte des neiges, lorsque les sols sont gorgés d'eau. L'automne la situation est plus complexe et dépend de la reconstitution des nappes de versant, la sécheresse de l'été pouvant largement déborder sur le mois d'octobre comme ce fut le cas en 2005.

- Pour les mésotopes de tourbières hautes, nous ferons remarquer que ce sont les bombements qui fonctionnent suivant la dynamique la plus uniforme et ce sans différence notable d'une saison à l'autre (P2 et P5). Les mésotopes de tourbière haute de pente se distinguent légèrement des autres, comme l'illustrent les relations entre les nappes pour l'automne ou le printemps. Malgré leur caractère ombrotrophe, il semble que par leur position vis-à-vis des versants, la dynamique de la nappe de ces mésotopes peut être influencée au printemps et à l'automne par les apports de versant. Enfin, au sein des mésotopes de tourbière de couverture, si les coefficients de corrélation sont élevés, nous observons d'importantes variations de l'amplitude des niveaux piézomètriques (P11 et P12). Cela nous amène à nous interroger sur la circulation de l'eau dans les vastes couvertures de tourbe de la partie est du macrotope de Gourgon.

5.2.2.3 Bilan de la capacité de stockage de l'eau

L'évaluation de la capacité de stockage de l'eau dans le système tourbeux de Gourgon est une opération difficile en raison de l'imbrication des différents mésotopes. Si cela nous conduit à rester prudents sur les estimations proposées, ces dernières apportent de précieuses informations sur la capacité d'un macrotope, tel que celui de Gourgon, à jouer un rôle hydrologique.

D'après l'ensemble des sondages de profondeur réalisés sur le site (1100 points), nous pouvons estimer le volume total de la tourbière à 725550 m^3, en retenant une épaisseur moyenne de tourbe de 1,15 m. Ce calcul prend en compte l'épaisseur moyenne mesurée lors des sondages, pour les différents types de mésotopes (Tab.9).

Type de mésotopes	*Superficie en hectares*	*Epaisseur moyenne en m*	*Volume de tourbe en m3*
Tourbière basse	*12.6*		*92500*
de versant	7.2	0.75	54000
de fond de vallon	1.6	0.8	12800
riparienne	3.3	0.65	21450
de source	0.5	0.85	4250
Tourbière haute	*47.9*		*629300*
bombée	16.6	1.8	298800
de convexité cryonivale	6.1	1	61000
de pente	7.7	1	77000
de couverture	17.5	1.1	192500
Zone humide	*2.5*	*0.15*	*3750*
Macrotope de Gourgon	**63**	**1.15**	**725550**

Tableau 9 – Estimation du volume de tourbe à Gourgon

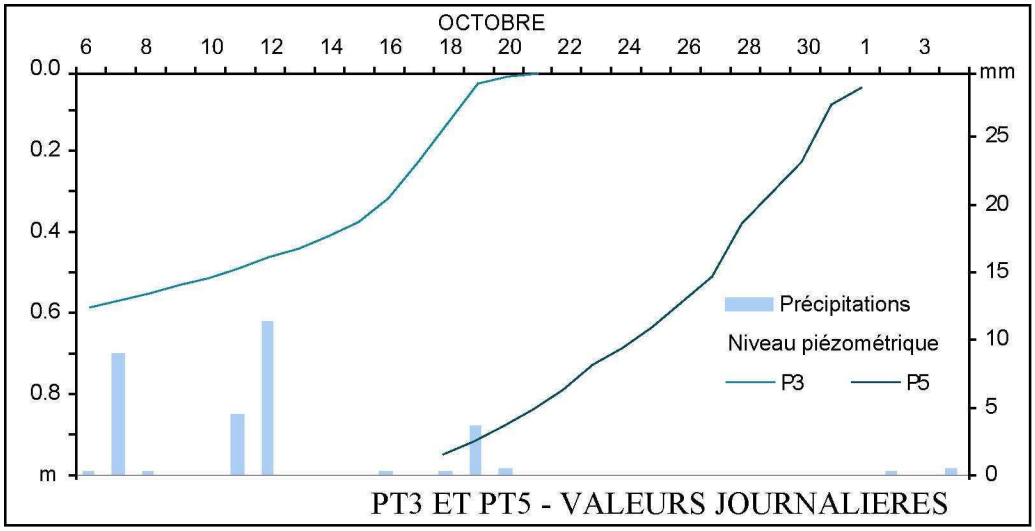
En considérant les plus bas niveaux de nappe enregistrés sur la période 2003 – 2007 comme limite entre l'acrotelm et le catotelm, le volume de la zone saturée en permanence (catotelm) s'élève à 474000 m^3, soit 65% du volume total de tourbe (Tab.10). Les analyses réalisées pour caractériser la texture organique de cette tourbe [Gobat 1991] nous indiquent qu'elle est principalement composée de particules dites mixtes (65 à 75% de particules comprises entre 0,05 à 0,2 mm) caractéristiques des tourbes mésiques. Nous pouvons noter la grande homogénéité des résultats pour l'ensemble des prélèvements que nous avons réalisés (voir Fig.74, page 222). Si la tourbe du catotelm est constituée de plus de 78,5 à 92,5% d'eau d'après nos mesures, seule une petite partie de cette eau peut circuler. En effet, la porosité active en dessous de 45 cm de profondeur ne dépasse pas 0,1 à 0,15 ce qui représente dans notre cas moins de 50000 m^3. Ces pores actifs sont occupés par de l'eau et par du gaz (1 à 7%) [Ivanov 1981, Clymo 1984, Reynolds et al. 1992, Brown et Overend 1993]. L'eau circule donc très lentement en profondeur.

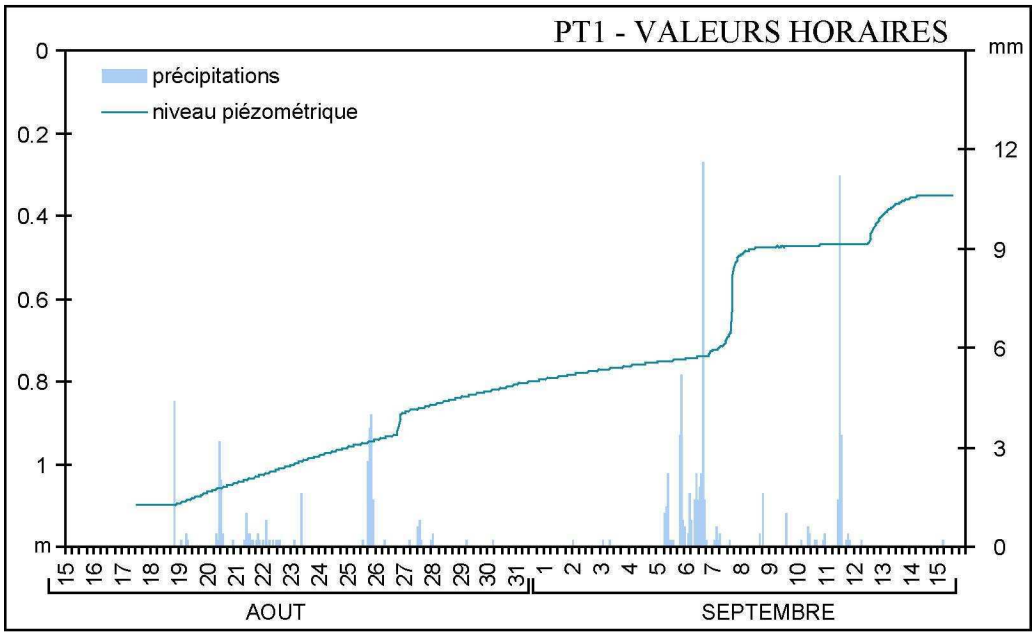
Tableau 10 – Volumes du catotelm et de l'acrotelm à Gourgon

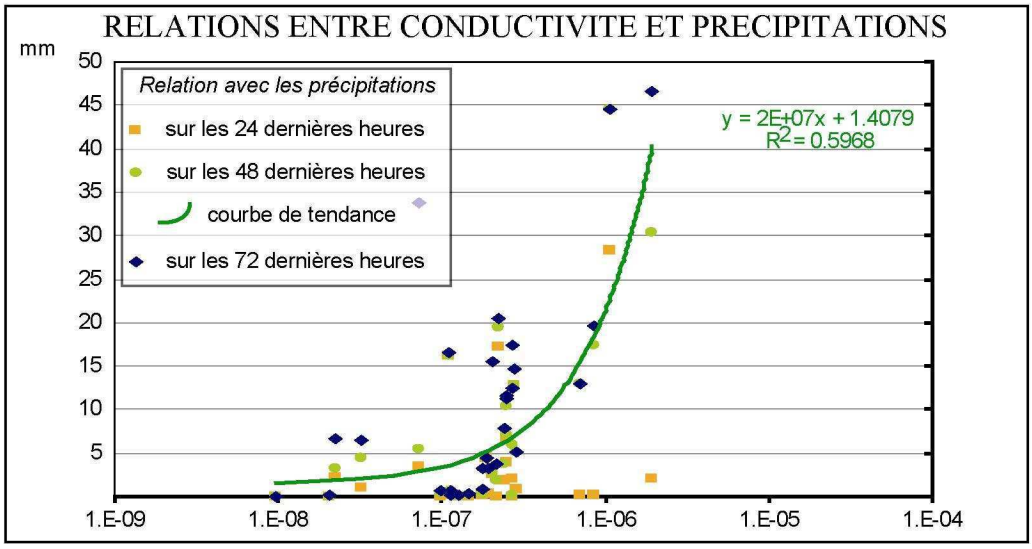
Type de mésotopes	*Niveau minimum de la nappe*	*Volume du catotlem en m3*	*Volume de l'acrotelm m3*
Tourbière basse	*0.33*	*53350*	*39150*
de versant	0.3	32400	21600
de fond de vallon	0.25	8800	4000
riparienne	0.35	9900	11550
de source	0.4	2250	2000
Tourbière haute	*0.43*	*420650*	*208650*
bombée	0.45	224100	74700
de convexité cryonivale	0.4	36600	24400
de pente	0.4	46200	30800
de couverture	0.45	113750	78750
Macrotope de Gourgon	**0.38**	**474000**	**247800**

Différents tests de mesure de la conductivité hydraulique ont été réalisés sur le site (Fig.88). Nous avons procédé suivant la méthode de mesures par choc hydraulique. Il s'agit de provoquer dans le piézomètre une variation quasi « instantanée » de la charge hydraulique, par ajout d'eau ou pompage, et de suivre au cours du temps la relaxation du niveau d'eau dans le tube. Dans notre cas, nous avons observé la remontée de la nappe (bail test) dans les piézomètres équipés de codeur thalimède. Tous les tests font apparaître des vitesses de circulation de l'eau dans la tourbe très lentes, avec des valeurs conformes à celles que nous avons pu trouver dans la littérature scientifique internationale [Boelter 1965, Dai 1973, Eggelsmann 1975b, Romanov et al. 1975, Chason 1986, Loxham et Burghardt 1986, Baird 1997, Beckwith et al. 2003a, b, Holden et Burt 2003a, Clymo 2004]. Ainsi, lors de l'installation des piézomètres automatiques 3 et 5, la remontée de la nappe jusqu'à son niveau d'équilibre a pris respectivement 16 et 14 jours. Cela représente des conductivités de l'odre de 4 $^{E-7}$ et 7 $^{E-7}$ $m.s^{-1}$.

Figure 88 - Conductivités hydraulique à Gourgon







Ces valeurs correspondent à un déplacement de la nappe d'eau dans la tourbe d'environ 5 cm par jour. Pour le piézomètre automatique 1, la remontée de la nappe a pris près de trente jours, soit une vitesse moyenne de circulation de l'eau de 3 $^{E-7}$ m.s^{-1}.

Toutefois, le graphique de la remontée de la nappe dans le PT1 (Fig.88) illustre des variations importantes de conductivité au cours de cette période. En effet, les valeurs oscillent entre 5,7 $^{E-6}$ et 2,3 $^{E-8}$ m.s^{-1}, ce qui nous indique que la nappe d'eau dans la tourbe parcourt entre 2 mm et 50 cm par jour. Le tube étant crépiné sur l'ensemble de sa hauteur, il semble que ces variations peuvent être mises en relation avec les apports d'eau des précipitations lors de la remontée de la nappe. Il apparaît en effet sur les graphiques, et notamment pour le PT5, qu'en l'absence de précipitations significatives durant la période de remontée de la nappe, les valeurs de conductivité sont relativement constantes.

Pour confirmer cette hypothèse, nous avons cherché quel est le niveau de relation entre les valeurs de conductivité et les précipitations. En effet, nous pouvons observer clairement avec le graphique de la remontée du niveau de la nappe de PT1, que l'augmentation de la conductivité hydraulique suit les épisodes pluvieux. Il apparaît, dans ce cas, qu'il se passe environ 36 à 48 heures entre les précipitations et l'ajustement du niveau de la nappe. Le coefficient de détermination de la relation linéaire entre conductivité hydraulique et total des précipitations sur les 48 dernières heures est le plus significatif puisqu'il s'approche de 0,6. L'apport d'eau s'infiltrant lentement depuis la surface accentue la charge hydraulique et par un effet piston contribue à augmenter la vitesse de circulation de l'eau de la nappe d'eau du catotelm qui passe d'environ 1,5 à 2,5 $^{E-7}$ m.s^{-1} à plus de 1,5 $^{E-6}$ m.s^{-1}. Le cas du PT3 semble faire apparaître une autre caractéristique de la circulation de l'eau dans la tourbe. S'il est bien tombé une quinzaine de millimètres de précipitation cinq jours avant l'inflexion de la courbe du niveau d'eau, traduisant une augmentation de la conductivité hydraulique, nous pouvons avancer une autre explication à la variation de la vitesse de circulation de l'eau. En effet, cette inflexion se situe vers 40 cm de profondeur, c'est-à-dire au niveau de la limite entre la zone saturée en permanence et celle qui connaît les fluctuations de la nappe. Elle traduit les différences de conductivité hydraulique entre les horizons supérieurs de la tourbière, l'acrotelm, et les horizons inférieurs, le catotelm, dont les propriétés hydrauliques sont différenciées. Ainsi, la conductivité hydraulique, qui est de l'ordre de 2 $^{E-7}$ m.s^{-1} (ou 2 cm par jour) dans le catotelm, est de 1 $^{E-6}$ m.s^{-1} (9,5 cm par jour) dans l'acrotelm.

La porosité efficace de la tourbe de l'acrotelm est d'environ 30% [Ivanov 1981, Chason 1986, Payette et Rochefort 2001]. Elle décroît avec la profondeur et les modifications des propriétés physiques de la tourbe (décomposition, compaction, etc.). En utilisant les coefficients de stockage proposés par Wastiaux [2000], la capacité maximale de stockage dans l'acrotelm peut être estimée à 41828 m^3 (Tab.11). Toutefois, comme nous l'avons montré pour le site de l'Etui, mais également lors de l'analyse de la fréquence des niveaux piézométriques de Gourgon, cette capacité maximale est rarement atteinte. Si l'on considère les niveaux médians de nappe, c'est-à-dire représentant 50% de la série statistique, la capacité de stockage du macrotope de Gourgon se réduit à 13220 m^3 (soit 21 mm d'eau)

Capacité de stockage	*Niveau minimum de la nappe*	*Volume d'eau stocké en m3*	*Niveau médian de la nappe*	*Volume d'eau stocké en m3*
Tourbière basse	*0.33*	*6938*	*0.04*	*2510*
de versant	0.3	3780	0.05	1080
de fond de vallon	0.25	840	0.05	840
riparienne	0.35	1980	0.06	545
de source	0.4	338	0.01	45
Tourbière haute	*0.43*	*34890*	*0.10*	*10710*
bombée	0.45	12450	0.15	4980
de convexité cryonivale	0.4	4118	0.1	1373
de pente	0.4	5198	0.1	1733
de couverture	0.45	13125	0.05	2625
Macrotope de Gourgon	**0.38**	**41828**	**0.07**	**13220**

Tableau 11 - Capacité de stockage de l'eau de l'acrotelm à Gourgon

La question de l'adéquation entre période de bas niveau de nappe et épisode pluvieux importants est de nouveau posée. Or, il apparaît assez clairement, comme nous l'étudierons plus loin, que la baisse des niveaux de la nappe se produit lors des périodes estivales où le volume d'eau précipitée est le plus faible.

5.2.3 Circulation de l'eau dans le macrotope

Comme l'illustrent les valeurs de conductivité hydraulique, la vitesse de circulation de l'eau dans le réseau de macropores de la tourbe est très lente. La majeure partie des écoulements, qui se produisent dans la tourbe, s'effectue dans la zone dessaturée de l'acrotelm [Holden et Burt 2002, Holden et Burt 2003c]. Les débits de cet écoulement hypodermique, ou écoulement de subsurface, sont faibles. Les travaux de Holden montrent, dans de vastes tourbières de couverture des Peninnes du Nord au Royaume-Uni,

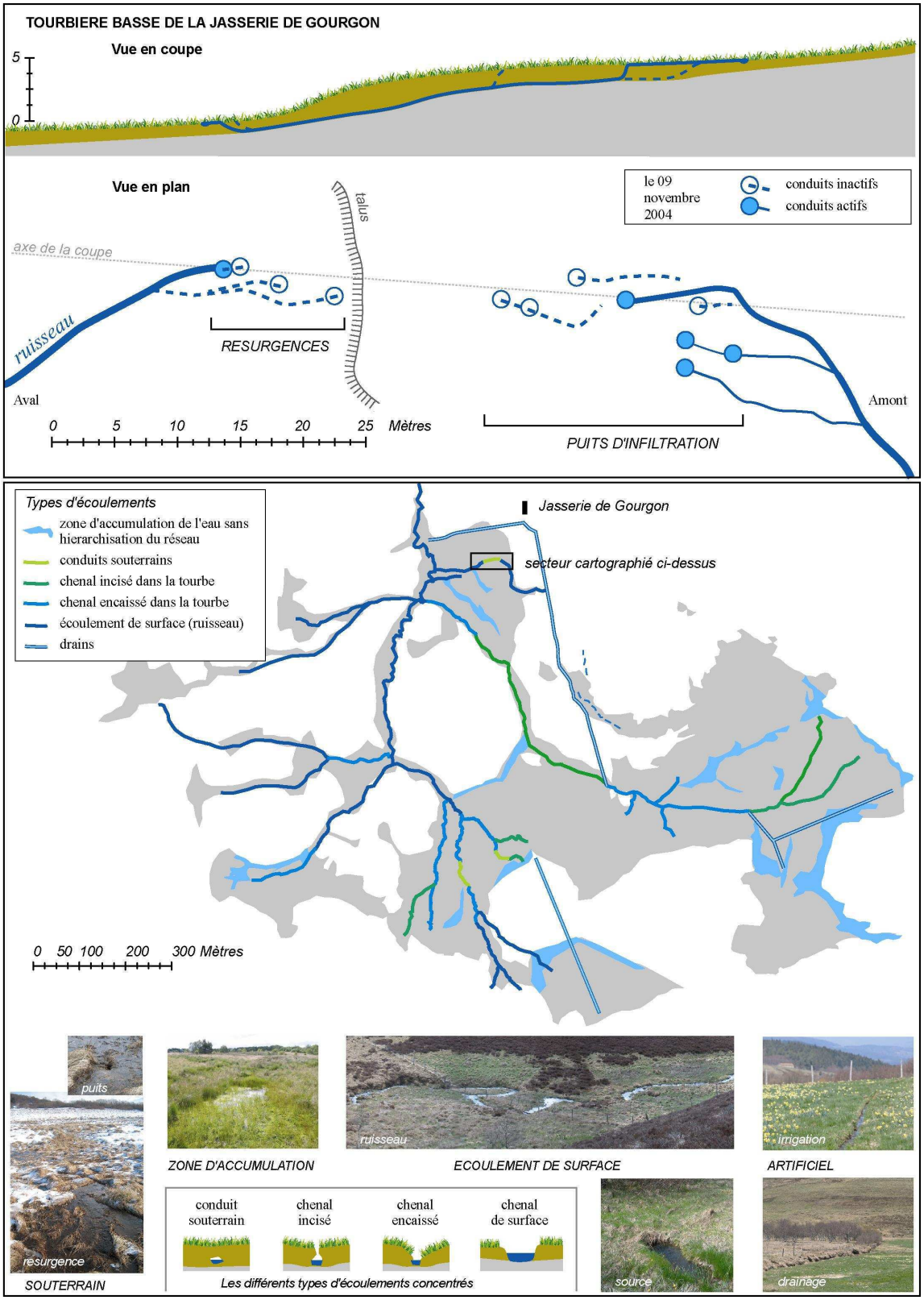
que moins de 18,5% des eaux qui alimentent les écoulements de surface sont fournis par les flux circulant dans la tourbe (17,7% entre la surface et 5 cm de profondeur, 0,7% entre 5 et 10 cm et moins de 0,1% en dessous de 10 cm). Nous pouvons donc affirmer que malgré la taille et le volume de tourbe du macrotope de Gourgon, le volume d'eau qui circule au sein de la matrice tourbeuse reste faible. En effet, en considérant le volume et la teneur en eau de la tourbe du macrotope de Gourgon, en reprenant la répartition des écoulements proposée par Holden [2003c] ainsi que le débit moyen à l'exutoire pour notre période de mesure, le volume d'eau qui circule dans la tourbière ne représente que 12% du volume total d'eau contenue dans le macrotope (Tab.12). Toutefois, cet écoulement lent alimente le débit de base des cours d'eau. D'après nos calculs, le débit fourni par les écoulements dans la matrice tourbeuse serait de l'odre de 10 $l.s^{-1}$, valeur qui correspond au plus bas débit mesuré pour le Chorsin à la fin de l'été 2003 et son importante période de sécheresse (10,54 $l.s^{-1}$ le 4 septembre 2003).

SUPERFICIE DU MACROTOPE				63	ha
VOLUME DE TOURBE				725550	m^3
CATOTELM			**ACROTELM**		
Porosité active du catotelm	10	%	Volume de l'acrotelm	247800	m^3
Volume d'eau libre du catotelm	47400	m^3	Volume median stocké dans l'acrotelm	28608	m^3
VOLUME D'EAU DISPONIBLE POUR L'ECOULEMENT				76008	m^3
Teneur en eau de la tourbe	85	%	Débit moyen à l'exutoire	50	$l.s^{-1}$
Volume d'eau contenu dans la tourbe	616718	m^3	ou	0.57	$m^3.m^{-2}$
			Part de l'écoulement issu de la matrice tourbeuse :	20%	
VOLUME D'EAU ECOULEE A L'EXUTOIRE				0.16	$m^3.m^{-2}$
ISSU DE LA MATRICE TOURBEUSE ET DES FORMATIONS MINERALES			soit	99338	m^3

Tableau 12 - Bilan de la part de l'écoulement de la matrice tourbeuse à Gourgon

Le ruissellement à la surface de la tourbière qui représente la majeure partie des écoulements issus du macrotope alimentant le réseau hydrographique (81,5% - [Holden et Burt 2003c]), est un écoulement rapide. Il se déclenche lors des épisodes pluvieux par dépassement des seuils de saturation ou d'infiltration de l'eau liées à la faible conductivité hydraulique de la tourbe. L'eau se concentre alors et suit des chemins d'écoulement préférentiels pour former un réseau complexe. Les microtopes de lagg ceinturant les bombements tourbeux constituent les zones d'accumulation de l'eau. Proche de la saturation permanente, ils donnent naissance à des chenaux qui s'incisent dans la tourbe, l'eau s'écoulant au contact du substrat minéral (Fig.88). Du fait de la croissance verticale des tourbières, les chenaux peuvent être encaissés ou quasiment recouverts par la tourbe.

Figure 89 - Les écoulements dans le macrotope de Gourgon



C'est le cas de la majeure partie des chenaux qui traversent les mésotopes de tourbière de couverture et de pente. Dans certains secteurs, comme dans la tourbière basse de la jasserie de Gourgon (Fig.89) l'eau circule dans des conduits souterrains (pipeflow). Si les puits d'infiltration et de résurgence de l'eau sont clairement identifiables, notamment l'hiver et au printemps lors des épisodes de fonte de la neige où les écoulements sont très importants, aucun élément en surface, qu'il s'agisse de la végétation ou de la microtopographie, ne laisse présager de la présence en profondeur de conduit souterrain.

Sur les versants à forte pente de la partie ouest et dans les fonds de vallon encaissés qui drainent la tête de bassin versant vers le nord, les écoulements présentent une physionomie différente dans la mesure où ils ont lieu au niveau de la surface topographique (écoulements de surface). Sur les fortes pentes, le réseau est rectiligne et prend l'allure de torrents. Dans les fonds de vallon, à la faveur d'une pente plus faible, le ruisseau de Chorsin présente un cours à méandres. Les vitesses d'écoulement de l'eau dans le réseau hydrographique présentant ces formes sont beaucoup plus rapides que dans les chenaux incisés ou encaissés dans la tourbe qui présentent une rugosité importante.

Enfin, il faut prendre en compte les fossés de drainage liés au système agropastoral des jasseries ou liés aux travaux de boisement initiés à la fin des années soixante-dix. Ainsi, le béal qui alimente la jasserie de Gourgon prélève une partie de l'eau dans le secteur est du macrotope pour la redistribuer plus au nord le long du versant de la Roche Gourgon. Il apparaît d'autre part que les drains réalisés pour assécher la tourbière dans le cadre de la plantation de résineux (sud-est du macrotope) sont aujourd'hui largement tapissés de sphaignes et se comblent progressivement.

Pour finir, nous pouvons noter que dans l'ensemble du macrotope, il n'y a pas d'écoulement fluvial à la surface de la tourbe. L'ensemble de ces chenaux s'écoule au contact du substrat minéral. S'il favorise les transferts de l'amont vers l'aval de l'eau précipitée à la surface du macrotope et de l'eau contenue dans la tourbe, il draine également la nappe des formations superficielles issues de l'arène granitique (Fig.89). La prise en compte de la part de l'écoulement de la matrice tourbeuse dans le débit de base du Chorsin à l'exutoire doit nous permettre de mieux évaluer la contribution de la nappe des formations superficielles à la dynamique hydrologique du bassin versant. Ces remarques sont autant d'éléments qui nous permettront plus loin d'appuyer l'analyse des hydrogrammes.

5.3 La tourbière basse de la Prenarde

Nous nous intéressons maintenant au cas des tourbières basses, dont la topographie de surface et le fonctionnement de la nappe sont très différents des cas présentés précédemment. Après la complexité de l'organisation du macrotope de Gourgon, l'analyse de la tourbière de la Prenarde se situe à l'échelle du mésotope. Le volume de tourbe, que nous estimons à plus de 21000 m^3, se répartit uniformément dans le fond de vallée du Chantereine. Il s'étale sur près de 2,4 hectares dans une zone de confluence des différents ruisseaux qui drainent la partie amont de la tête de bassin versant. Par conséquent, de par sa position dans le bassin versant et sa microtopographie de surface, les différents microtopes de la tourbière de la Prenarde peuvent tous être connectés aux apports de versants par l'intermédiaire du ruissellement. Dans les tourbières basses, la nappe d'eau contenue dans la tourbe n'est pas perchée par rapport aux nappes des versants. La littérature fait largement état de la complexité du fonctionnement de la nappe d'eau dans ce type de tourbières. Les apports dans le bilan de l'eau doivent donc prendre en compte les échanges d'eau entre les versants et la tourbière. Après avoir décrit le fonctionnement de la nappe d'eau dans la tourbière, nous nous intéresserons aux relations hydrauliques entre la tourbière et le reste du bassin versant, pour évaluer sa capacité de stockage en eau et son rôle hydrologique potentiel dans le bassin versant.

5.3.1 Comportement piézométrique

Comme nous le faisions remarquer en établissant le bilan des données, les niveaux de la nappe mesurés dans les différents piézomètres, entre l'automne 2002 et l'été 2007, semblent traduire la présence de plusieurs comportements piézométriques au sein de la tourbière et à sa périphérie. Pour comprendre comment fonctionne la nappe d'eau dans la tourbière, nous avons mis en place une démarche d'analyse systématique des valeurs des différents piézomètres. Cela a été possible parce que nous disposons d'un grand nombre de valeurs piézométriques (160 valeurs de niveau de nappe pour les piézomètres les plus anciens). Nous avons utilisé pour cela le logiciel R (http://www.r-project.org). Le croisement des valeurs de profondeur de la nappe (vision statique), d'amplitude des variations du niveau d'eau (dynamique dans le temps) et d'altitude de la nappe (dynamique dans l'espace) nous a amené à faire une synthèse de l'analyse de 1134 graphiques.

5.3.1.1 Les dynamiques de la nappe

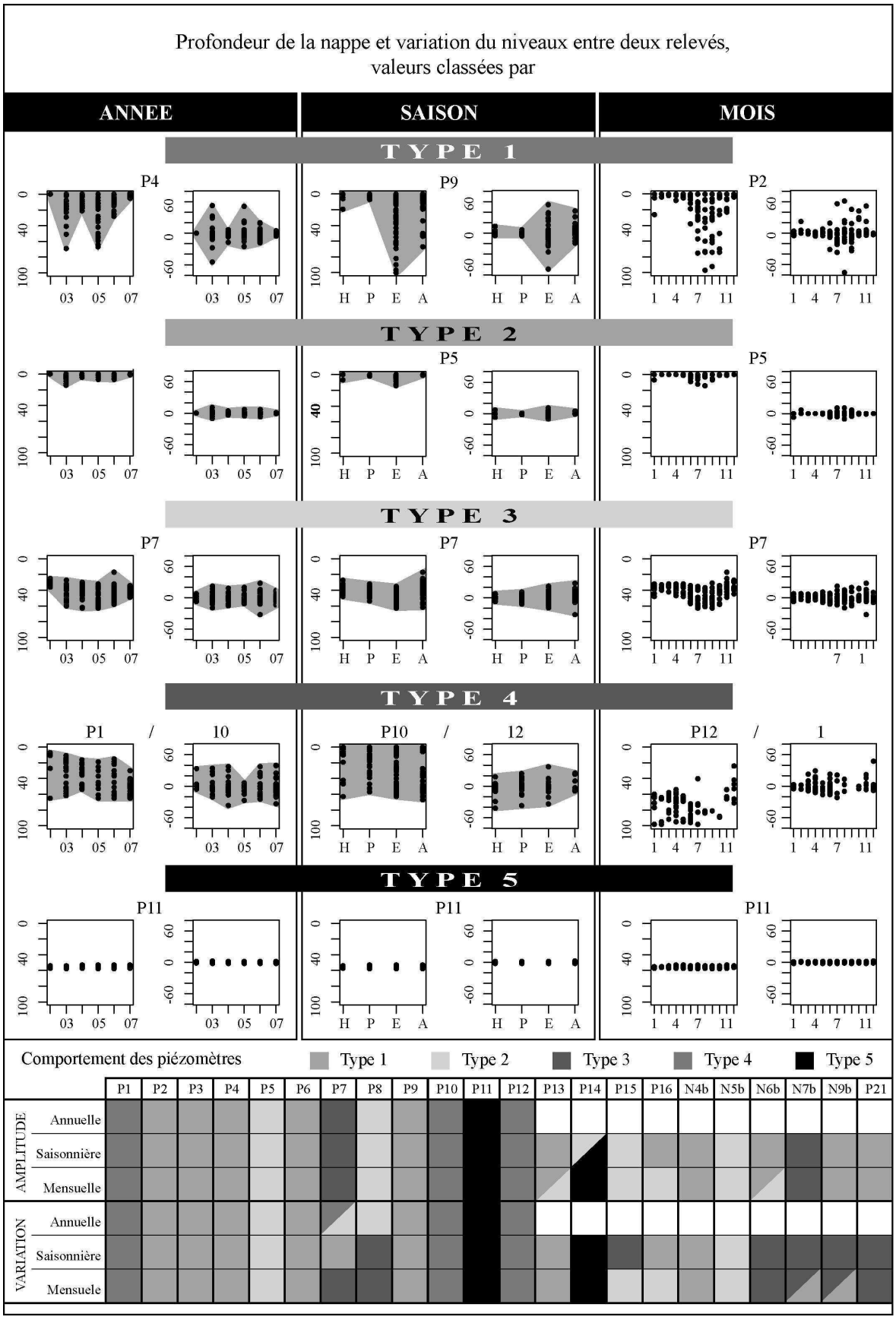
Dans un premier temps, nous avons classé les données suivant différents pas de temps (annuel, saisonnier et mensuel) pour observer l'amplitude des variations de la nappe. Ensuite, nous nous sommes intéressé aux fréquences des différents niveaux de nappe. Enfin, nous avons mis en relation les niveaux d'eau dans les piézomètres. L'objectif est de montrer comment réagissent les niveaux de la nappe dans les différents piézomètres, à différentes échelles de temps, et d'observer des cycles ou des rythmes régissant le fonctionnement de la tourbière.

L'observation de l'amplitude annuelle et des variations interannuelles des valeurs de niveau de nappe permet de bien faire apparaître l'épaisseur de l'acrotelm et d'individualiser les différents comportements piézométriques (Fig.90). Nous identifions cinq types de dynamique : trois au sein de la tourbière et deux sur son pourtour dans les zones de transition hydromorphes. Les piézomètres dont les niveaux sont bien corrélés sont regroupés. L'analyse des fréquences des niveaux de la nappe et des valeurs classées par saison et par mois permet de préciser la dynamique de chaque groupe de piézomètres.

a - Type 1 ; d'importantes fluctuations estivales

Le premier type de fonctionnement est marqué par une forte variabilité interannuelle de l'amplitude des niveaux de la nappe (Fig.90). C'est par exemple le cas du piézomètre 3 pour lequel l'amplitude annuelle des niveaux de la nappe varie de 25 à 70 centimètres suivant les caractéristiques climatiques de l'année considérée. En effet, lors des périodes sèches, les niveaux de la nappe s'abaissent profondément dans la tourbe (-71 cm le 29 août et le 4 septembre 2005), alors qu'ils atteignent la surface de la tourbière en période humide. La nappe se situe dans les dix premiers centimètres de tourbe pour 70% des relevés et peut atteindre la surface quelle que soit la période de l'année. En hiver et au printemps, l'amplitude des variations piézométriques est faible, inférieure à 20 centimètres. C'est à partir du mois de juin que la nappe connaît des fluctuations plus importantes. L'amplitude entre les niveaux de nappe maximum et minimum peut dépasser 50 centimètres durant l'été et l'automne. Les niveaux les plus bas ont été enregistrés en fin d'été, en août ou septembre. Toutefois, les niveaux de nappe inférieurs à 25 centimètres de profondeur ne représentent que 5% des 165 relevés effectués (Fig.91). La majeure partie des piézomètres situés dans la tourbière traduit ce type de fonctionnement. Il s'agit des piézomètres 2, 3, 4, 6, 9, 13, 16, 18, 20, 21, thalimède amont et thalimède aval.

Figure 90 - Les différents types de comportement de la nappe à la Prenarde



b - Type 2 ; une saturation quasi-permanente

Le deuxième type peut être caractérisé par une faible amplitude du niveau de la nappe au cours de l'année et par une faible variabilité interannuelle de cette amplitude (Fig.90). L'eau est toujours proche de la surface, dans les 15 premiers centimètres de la tourbière, et ce quel que soit le contexte climatique. Le piézomètre 5 illustre ce cas. Les niveaux les plus bas sont toujours atteints en été, mais les différences d'amplitude saisonnière et mensuelle restent peu marquées. Ce type de comportement peut être identifié dans les piézomètres 5, 8, 14 et 15, situés au cœur de la tourbière. Il s'agit d'un secteur que l'on peut considérer comme saturé en permanence, le niveau de la nappe se situant au dessus de -5 centimètres de profondeur pour 95% des relevés (Fig.91).

c - Type 3 ; une sensibilité importante toute l'année

Le comportement du piézométre P7 traduit une faible variabilité interannuelle de l'amplitude des niveaux de la nappe (Fig.90). La nappe fluctue entre 20 et 60 centimètres de profondeur de manière assez uniforme quelle que soit l'année considérée. Les valeurs de nappe supérieures à -32 cm sont rares (5% - Fig.91). Près de 50% des valeurs de nappe se situent entre -32 et -42 cm, et 30% entre -42 et -52 cm. Au pas de temps saisonnier, mais cela est encore plus visible au pas de temps mensuel, nous observons que les fluctuations de la nappe, qui sont faibles l'hiver, s'accentuent à partir du début du printemps.

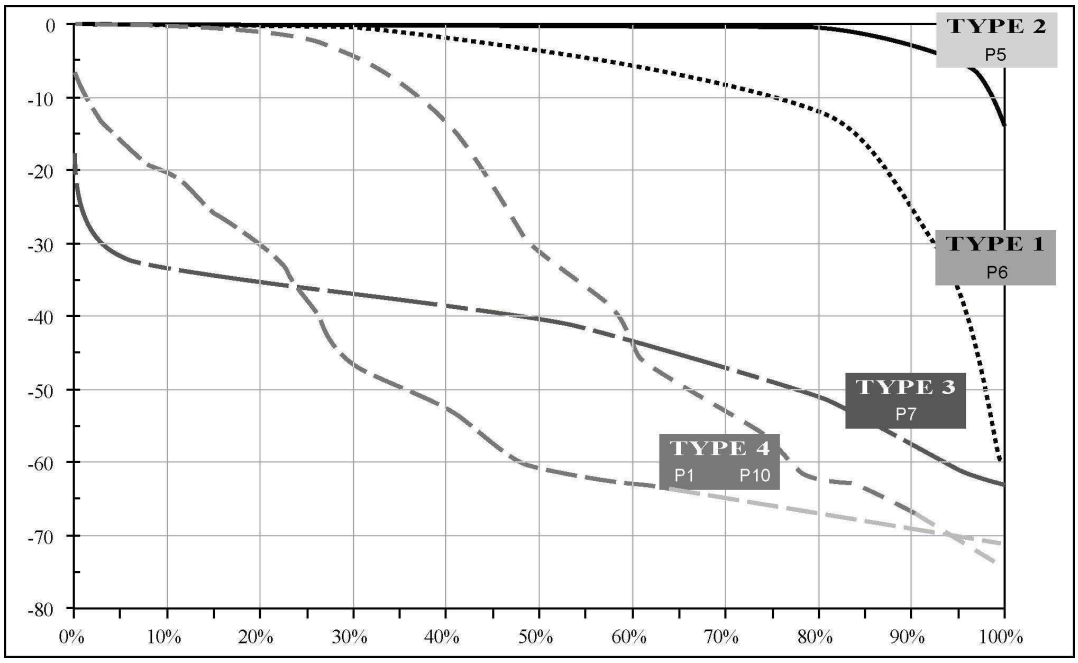


Figure 91 - Fréquences cumulées des niveaux piézométriques à la Prenarde

Elles atteignent leur maximum en été et restent importantes durant l'automne. Si, pour les types précédents, les niveaux les plus bas de la nappe sont atteints en fin d'été, voire à l'automne, ici, les niveaux minima sont enregistrés dès le mois de juillet. De même, c'est durant l'automne, et non durant l'hiver, que la nappe remonte et atteint son niveau maximum. Ce comportement piézométrique est décalé par rapport aux autres, avec une baisse, puis une remontée des niveaux de nappe plus précoces au printemps et à l'automne.

d - Type 4 ; zone hydromorphe du versant nord

Les piézomètres 1 et 10 situés en bordure de la zone humide, dans la zone hydromorphe qui fait la transition entre le versant et la tourbière, illustrent un autre type de comportement. Plus haut sur le versant, le piézomètre 12, qui totalement en dehors de la zone tourbeuse (anthroposol), peut également être associé à ce type de comportement. L'amplitude annuelle des niveaux de nappe dans ces piézomètres est forte, supérieure à 60 centimètres. La nappe se situe en dessous de 30 cm de profondeur, pour 50% des relevés du piézomètre 10, pour 80% des relevés du piézomètre 1 et pour 100% des relevés du piézomètre 12 (Fig.91). Elle n'atteint jamais la surface pour les piézomètres 1 et 12 (Fig.90). A l'inverse du groupe précédent, nous constatons une faible variabilité interannuelle. Si le même constat peut être fait avec les valeurs classées par saison ou par mois, il faut toutefois relativiser. En effet, les piézomètres sont systématiquement dénoyés durant la période estivale (15 à 30% des relevés). La nappe se situe alors dans le niveau d'arène à blocs à plus de 70 cm de profondeur. Il n'en demeure pas moins que la nappe peut s'abaisser profondément dans le sol toute l'année. Il est instructif d'observer la position des niveaux maxima de nappe au cours de l'année. Le graphique des valeurs classées par mois montre ainsi, pour le piézomètre 1, que c'est à la fin de l'été et au début de l'automne, en septembre et octobre, que la nappe est la plus basse. En effet, les niveaux piézométriques maxima se situent en dessous de 40 centimètres dans P1. Ils se situent en dessous de 80 centimètres pour P12 plus haut sur le versant.

e - Type 5 ; zone hydromorphe du versant ouest

Le dernier type de comportement de la nappe est singulier. Il est représenté par le piézomètre 11, situé dans la zone hydromorphe qui établit le contact entre la tourbière et le versant ouest. Il ne peut être rapproché d'aucun autre piézomètre du réseau. En effet, quel que soit le pas de temps choisi pour l'analyse, qu'il soit annuel, saisonnier ou mensuel, le niveau de la nappe reste stable entre 53 et 58 cm de profondeur (Fig.90). Ce piézomètre est

situé le plus à l'amont au contact entre la zone humide et le versant. Le niveau de la nappe est quasi constant quelles que soient les conditions climatiques très humides (juillet 2004 ou mai 2007) ou très sèches (août 2003 ou septembre 2005). En effet, le niveau de la nappe ne varie que de 2 à 3 centimètres autour du niveau moyen qui se situe à 1127,32 m.

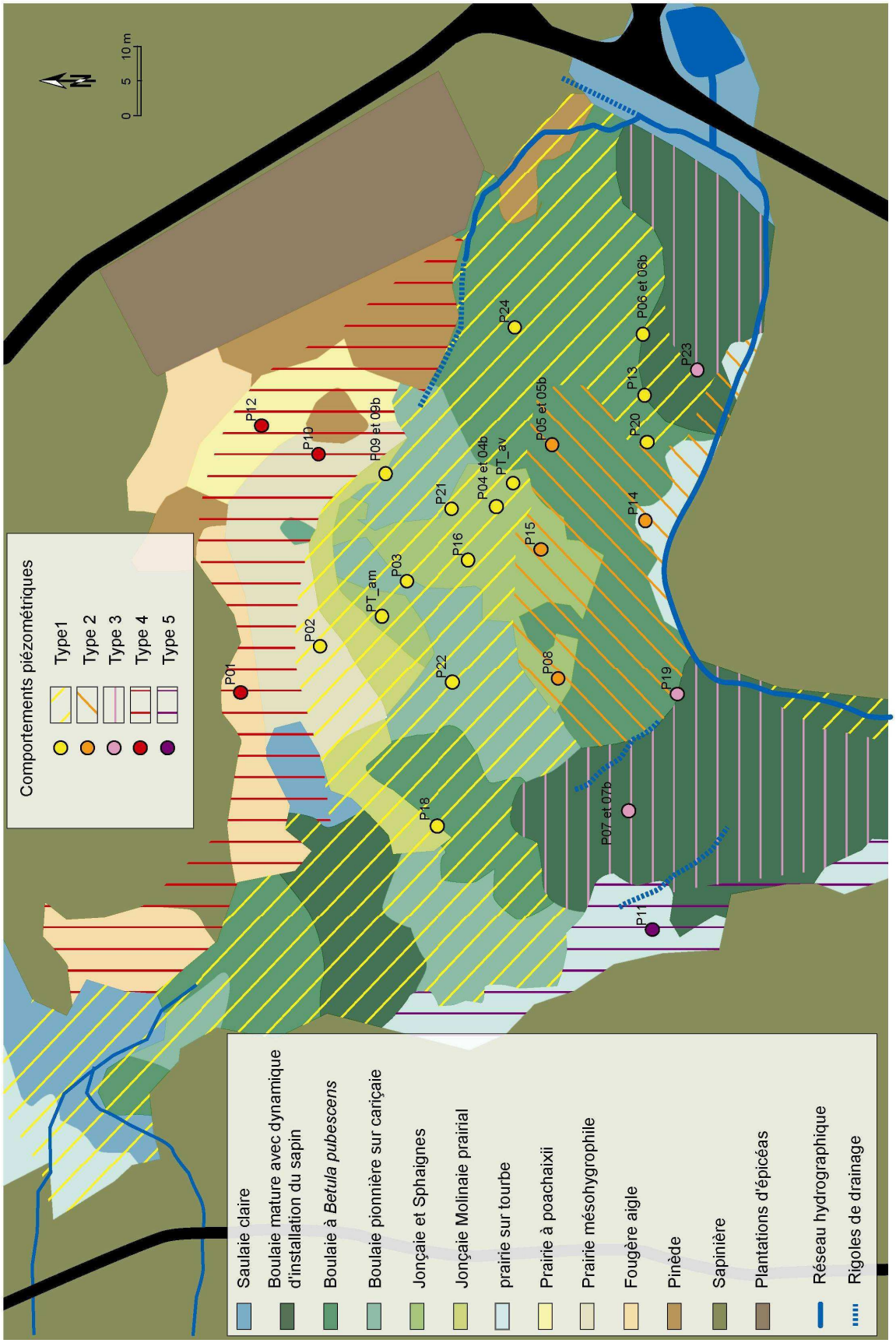
5.3.1.2 Dynamique spatiale des niveaux de la nappe

Le maillage fin de la tourbière par le réseau de piézomètres, nous permet de changer d'échelle d'analyse pour faire apparaître la dynamique spatiale de la nappe d'eau contenue dans la tourbière. En effet, la capacité de stockage de l'eau de la tourbière ne peut être appréhendée qu'en prenant en compte les échanges d'eau entre les versants et la tourbière, ainsi qu'au sein de la masse tourbeuse. Pour cela, nous avons tout d'abord établi la carte des différents comportements piézométriques observés précédemment (Fig.92). La majeure partie des piézomètres correspond au type 1. Il est intéressant de noter que dans la tourbière, il n'y a pas de relation claire entre le type de végétation de surface et le type de comportement piézométrique. Au delà des distinctions que l'on peut établir en fonction des groupements végétaux, nous pouvons constater que la présence ou non de ligneux ne constitue pas un facteur d'uniformité de la dynamique des niveaux de la nappe. Nous pouvons illustrer ce constat par le comportement des piézomètres 5 (type 2) et 6 (type 1) au sein de la boulaie à *Betula pubescens* ou des piézomètres 4 (type 1) et 15 (type 2) au sein de la jonçaie à sphaignes. Seuls les piézomètres classés dans le type 3 semblent faire correspondre la dynamique végétale d'installation du sapin, avec les bas niveaux de nappe et la pédogénéisation des horizons de surface.

Il est intéressant de souligner ici que les différences de comportement de la nappe se traduisent mieux du point de vue de la pédologie, que de la végétation de surface. En termes de gestion de ce type de tourbière basse, cela implique de ne pas s'arrêter à la seule description de la végétation de surface pour définir la dynamique turfigène. En effet, c'est le niveau de saturation en eau, en relation avec le niveau de la nappe, qui détermine le bilan hydrique positif ou nul permettant la turfigènèse.

Nous pouvons maintenant essayer d'établir le niveau de relation entre les différents groupes de piézomètres situés dans la tourbière (Fig.93). En effet, nous traiterons dans le prochain chapitre des relations concernant les piézomètres des zones hydromophes de bordure, dans la mesure où ils nous informent sur les relations entre les nappes de versant et la tourbière.

Figure 92 - Cartographie des différents types de fonctionnement de la nappe à la Prenarde



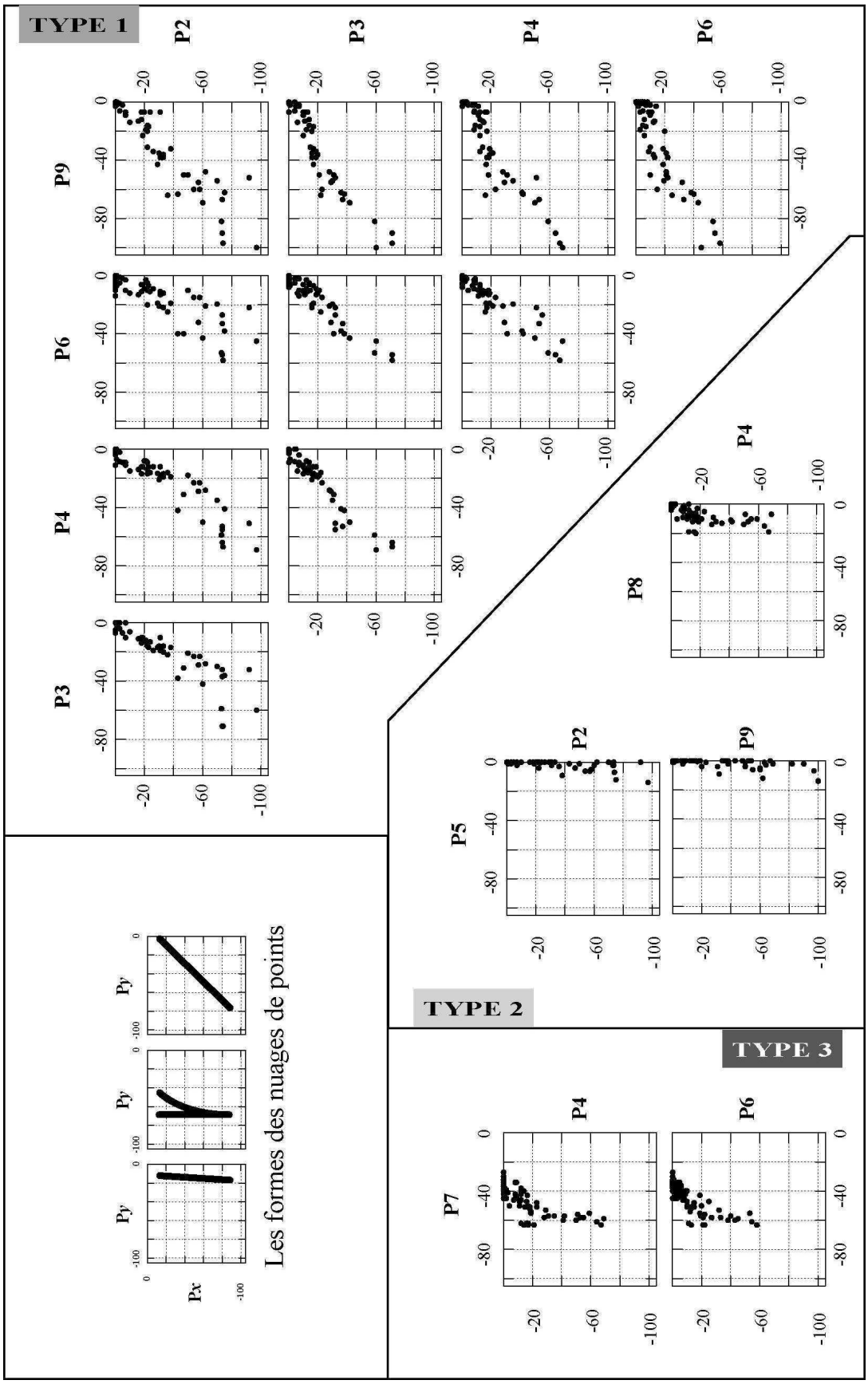
Nous avons donc étudié la forme des nuages de points des graphiques mettant en relation les niveaux d'eau de l'ensemble des piézomètres manuels et automatiques. Il s'agit principalement de faire apparaître les liens entre les différentes dynamiques présentées et de donner des pistes de réflexion, lorsque c'est possible, sur les échanges d'eau entre les différentes parties de la tourbière.

- Dans la tourbière, la plus grande part des piézomètres correspond au type 1. Les relations entre les niveaux d'eau dans ces piézomètres sont de type linéaire. Les niveaux de nappe sont relativement bien corrélés, puisque les coefficients de détermination correspondant aux droites de régression sont supérieurs à 0,8. Si les niveaux piézométriques fluctuent de façon identique, nous pouvons remarquer qu'il existe un gradient dans l'amplitude des fluctuations de la nappe, de l'amont vers l'aval. La réduction de la pente de la relation entre le piézomètre 6 et les piézomètres 2, 3 et 4 illustre ce phénomène. Ainsi, lorsque la nappe se situe à 40 cm de profondeur dans le piézomètre 6, elle se situe autour de 50 cm dans P4 et P3, et vers 70 cm dans P2.

- Dans la partie centrale de la tourbière (type 2), l'eau affleure quasiment en permanence. La forme des nuages de points traduit une relation de type linéaire entre cette partie et le reste de la tourbière. Elle concentre les flux d'eau s'écoulant dans la tourbe. Les apports en eau des précipitations étant identiques pour l'ensemble de la tourbière, les niveaux piézométriques seraient donc maintenus à proximité de la surface en raison de l'écoulement lent de la nappe dans l'acrotelm et le catotelm. Ainsi, cet apport d'eau atténue l'importance des fluctuations de la nappe. Ce n'est que durant les périodes les plus sèches que la nappe s'abaisse.

- Enfin, le piézomètre 7 traduit une situation plus complexe. En effet, il semble que le nuage de points traduise deux types de relations différentes qui apparaissent clairement en s'intéressant aux variations saisonnières des niveaux piézomètriques. Sur les graphiques saisonniers de la relation entre le piézomètre 7 (type 3) et les piézomètres 4 (type 1) et 8 (type 2), la forme du nuage de points diffère d'une saison à l'autre (Fig.94). En hiver, le niveau de P7 n'est pas en relation avec ceux de P4 ou P8. Une relation apparaît au printemps, mais les niveaux piézométriques restant élevés, elle reste peu marquée. C'est durant, l'été et l'automne qu'elle est la plus nette. En été, elle est proche de la relation linéaire que l'on trouve dans la partie centrale de la tourbière.

Figure 93 - Relations entre les niveaux de la nappe à la Prenarde



En automne, la forme du nuage de points est plutôt de type exponentiel, comme on l'observe pour la bordure nord-est de la tourbière. La dynamique de la nappe dans cette partie de la tourbière est donc plus complexe. L'été, elle répond de façon similaire au reste de la tourbière, même si l'amplitude des variations de la nappe est plus importante. Ce n'est pas le cas durant l'automne, où les niveaux d'eau dans le piézomètre 7 atteignent plus rapidement la base de l'acrotelm. La sensibilité de la nappe aux conditions sèches automnales semble donc beaucoup plus forte pour ce secteur, puisque le niveau d'eau de P7 atteint son minimum alors que la nappe reste dans les vingt-cinq premiers centimètres de tourbe pour le piézomètre 4.

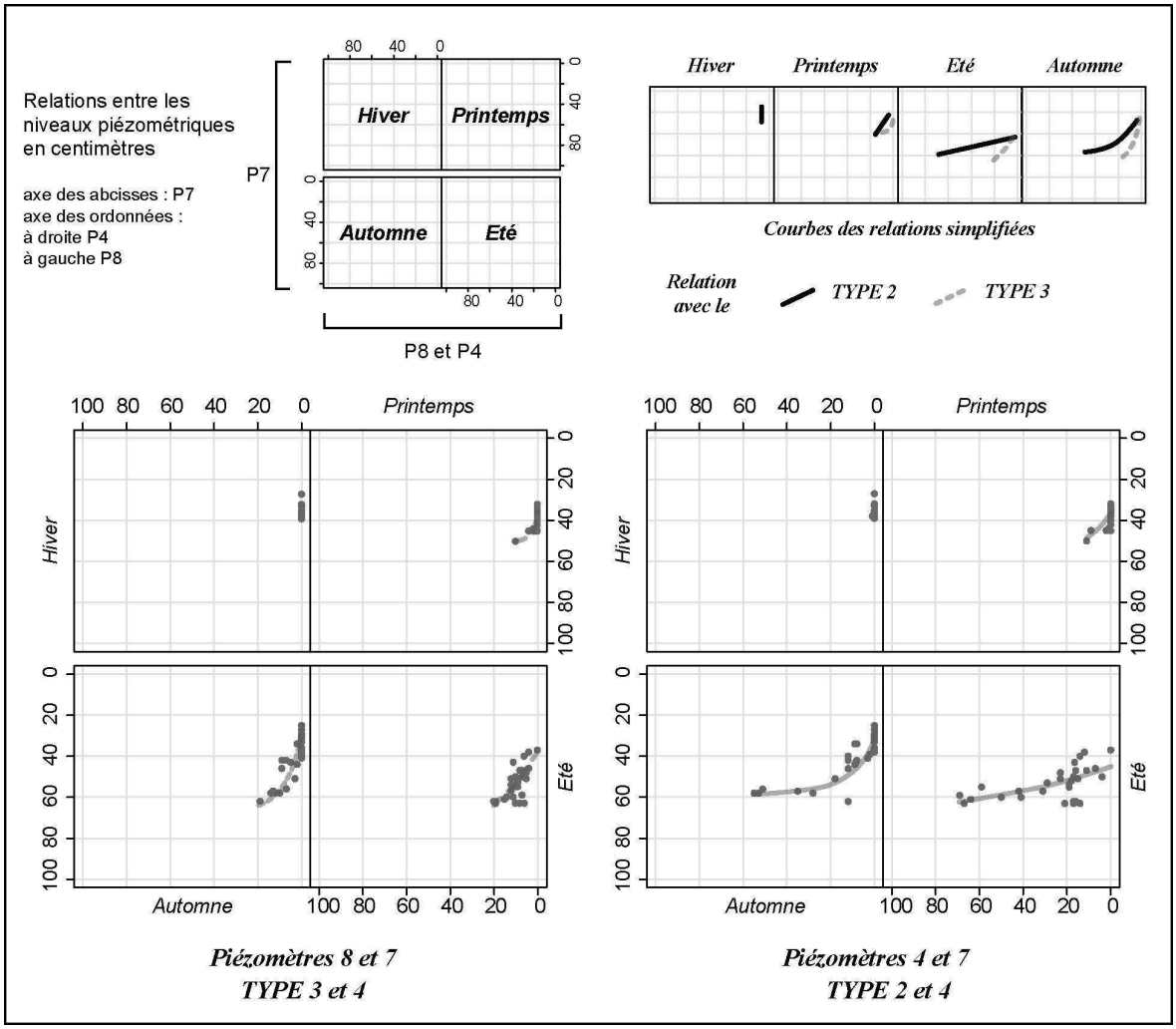


Figure 94 - Evolution saisonnière de la relation entre les niveaux piézométriques

L'analyse des valeurs piézométriques que nous venons de présenter nous permet d'avoir une vision précise de la répartition et des volumes qui constituent l'acrotelm et le catotelm. Elle permet également d'observer la dynamique de la zone qui connaît les fluctuations de la nappe et les liens entre les niveaux d'eau dans les différentes parties du mésotope. À partir de là, nous pouvons évaluer de manière précise la capacité de stockage de l'eau de la tourbière.

5.3.2 Capacité de stockage et circulation de l'eau dans le mésotope

La littérature scientifique étant moins abondante pour les tourbières basses que pour les tourbières hautes, nous nous sommes tout d'abord intéressé aux propriétés de la tourbe à la Prenarde.

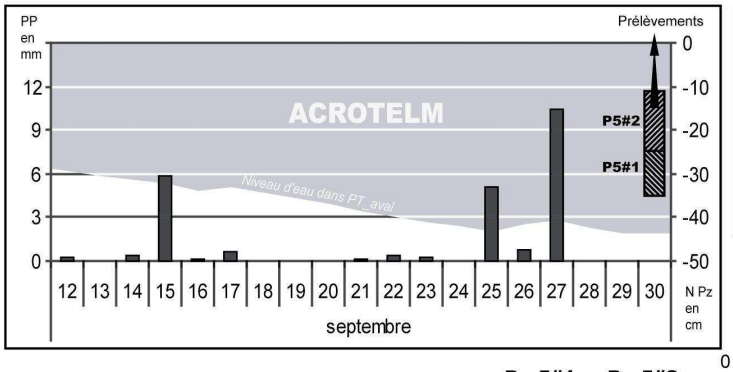
5.3.2.1 L'eau dans la tourbe

Nous avons effectué des prélèvements en différents points de la tourbière (zones piézométriques de type 1, 2 et 3) et à différentes profondeurs pour estimer la capacité de stockage de l'eau dans la tourbe. Il s'agit de mesurer la répartition des volumes de matière solide, d'air et d'eau des échantillons. La tourbe est de type fibrique à mixte [Porteret 2002] suivant la méthode de granulométrie des fibres [Gobat 1991]. Il s'agit d'une tourbe relativement compacte dont le taux d'humidité avoisine les 80% [Porteret 2002]. Pour nos différents prélèvements, sa masse volumique apparente (rapport entre la masse sèche et le volume total de l'échantillon ; bulk density) varie entre 0,05 et 0,17 $g.cm^{-3}$. Ces valeurs sont conformes aux valeurs généralement observées dans la littérature [Boelter 1968, Payette et Rochefort 2001, Rydin et Jeglum 2006]. Les variations expliquent les différences dans la composition ou le dégré d'humification de la tourbe.

Pour mieux comprendre la capacité de stockage de l'eau dans l'acrotelm, nous pouvons développer l'exemple des échantillons Prv5 #1 et #2, représentant la partie centrale de la tourbière au comportement piézométrique de type 1 (Fig.95). Il faut tout d'abord préciser que le prélèvement a été réalisé à la fin du mois de septembre 2005. Si du point de vue des précipitations, le mois de septembre est conforme à la situation climatique moyenne entre 2002 et 2007 (85,7 mm de précipitations), les niveaux de nappe restent bas à cause au déficit de précipitations qui a marqué les mois de juillet et d'août (78,5 mm, soit 102 mm de moins que la situation moyenne 2002-2007). Ainsi, trois jours après les dernières précipitations, la limite de la zone saturée se situe vers 40 cm de profondeur.

Figure 95 - Propriétés physiques et hydrauliques de la tourbe à la Prenarde

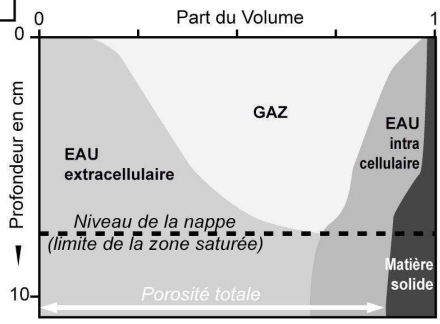
Conditions météorologiques des jours précédents le prélèvement



		Prv5#1	Prv5#2
Echantillon	Profondeur en cm	25 - 36	10.5 - 25
	Longueur en cm	11.00	14.50
	Diamètre en cm	3.50	3.50
	Volume cm³	105.83	139.51
	Volume en litres	0.106	0.140
Masse en kg	prelevé	0.100	0.120
	égoutté	0.070	0.056
	sec	0.018	0.020

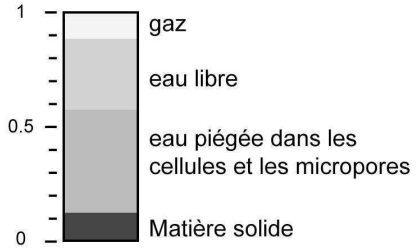
		Prv5#1	Prv5#2
Bulk density	*masse sèche par unité de volume en g.cm^{-3}*	0.170	0.143
Water content	*masse d'eau perdue après séchage / masse sèche*	456%	500%
	masse d'eau perdue après séchage / masse échantillon	82%	83%

Répartition des volumes des différents composants de la tourbe dans l'acrotelm



d'après CLYMO, 1982

soit pour Prv5#1



	Volume	Masse	Masse volumique	Volume	Masse
gaz	12.721	0.01	0.001	12.0%	0.0%
eau libre	30.000	30.00	1.000	28.3%	30.0%
eau piégée	52.000	52.00	1.000	49.1%	52.0%
Matière solide	11.111	17.99	1.620	10.5%	18.0%
total	105.8	100.0	0.945		

soit pour Prv5#2

gaz	27.161	0.03	0.001	19.5%	0.0%
eau libre	64.000	64.00	1.000	45.9%	53.3%
eau piégée	36.000	36.00	1.000	25.8%	30.0%
Matière solide	12.346	19.97	1.620	8.8%	16.6%
total	139.5	120.0	0.860		
	cm³	*g*	*g.cm^{-3}*		

Température moyenne du jour de prélèvement 10° C

Masse volumique de l'air à 10°C et 80 % d'humidité relative 1.242 *Kg.m^{-3}* ou 0.0012 *g.cm^{-3}*

Masse volumique de l'eau 1 kg.l^{-1} ou 1 g.cm^{-3}

Densité spécifique de la matière solide de la tourbe avec 90 % de matière organique 1.62 g.cm^{-3}

Capacité de stockage

prélèvement	Volume d'eau supplémentaire en m³	en l	epaisseur de l'horizon en m	superficie à la surface de 1 m³ de tourbe	capacité de stockage en mm	coefficent de stockage
Prv5#1	0.120	120.2	0.11	9.1	13.2	0.19
Prv5#2	0.195	194.7	0.145	6.9	28.2	0.12

La tourbe, dans la zone non saturée (-10,5 ; -36 cm), contient alors près de 82 à 83% d'eau, soit 456 à 500% de sa masse sèche. Entre 10,5 et 25 centimètres de profondeur, l'eau occupe 72% du volume de la tourbe, la matière solide (matière organique et minérale) et la fraction gazeuse (air) occupant 8% et 20% du volume. Le volume d'eau qui peut s'écouler représente 46% de l'échantillon. En dessous, entre 25 et 36 centimètres de profondeur, le volume occupé par l'eau augmente (77%), tout comme celui de la matière solide (11%) parce que la tourbe est plus humifiée et compactée. *A contrario*, la part de l'air diminue de 12%, de même que celle de l'eau qui peut s'écouler (28% du volume de l'échantillon). A cette profondeur, la majorité du volume de tourbe est constituée par de l'eau immobile (eau intracellulaire et eau piégée dans les micropores de la tourbe).

Ces observations traduisent la notion de profil d'humidité entre la surface et la zone saturée, illustrée par le graphique de la figure 95 [Clymo 1983]. Près de la surface, à saturation totale, c'est-à-dire lorsque l'eau a pris la place de l'air, le volume d'eau utile maximum représente 65,4% du volume de tourbe. Plus en profondeur, il n'est plus que de 40,3%. Il en est de même pour la capacité de la tourbe à stocker de l'eau supplémentaire. En effet, alors que la limite de la zone saturée se situe sous les niveaux prélévés, la tourbe qui contient encore, trois jours après les dernières précipitations, 46% d'eau libre dans Prv5 #2 et 28% dans Prv5 #1, ne dispose que de 20% de son volume vers la surface, et 12% en profondeur, pour stocker de nouveaux apports d'eau. Il n'en demeurre pas moins que la tourbe contient plus d'eau utile que les sols minéraux [Kuntze 1971].

Ainsi, si l'on considère dans ces échantillons la quantité d'eau nécessaire pour totalement saturer la tourbe, nous pouvons estimer la capacité de stockage à 28,2 mm entre 10,5 et 25 centimètres de profondeur et 13,3 mm entre 25 et 36 de centimètres. Ces valeurs s'approchent de celles proposées par Wastiaux [2000] et correspondent respectivement à des coefficents de stockage de 0,19 et 0,12.

5.3.2.2 La circulation de l'eau

Comme nous venons de l'illustrer, la proportion d'eau disponible pour l'écoulement diminue de la surface vers la profondeur en relation avec la compaction et l'humification de la tourbe. Ainsi, la porosité efficace, forte dans l'acrotelm, est faible dans le catotelm. L'une des questions qui se pose généralement pour les tourbières basses réside dans la dynamique des écoulements dans la masse tourbeuse d'une part et les relations

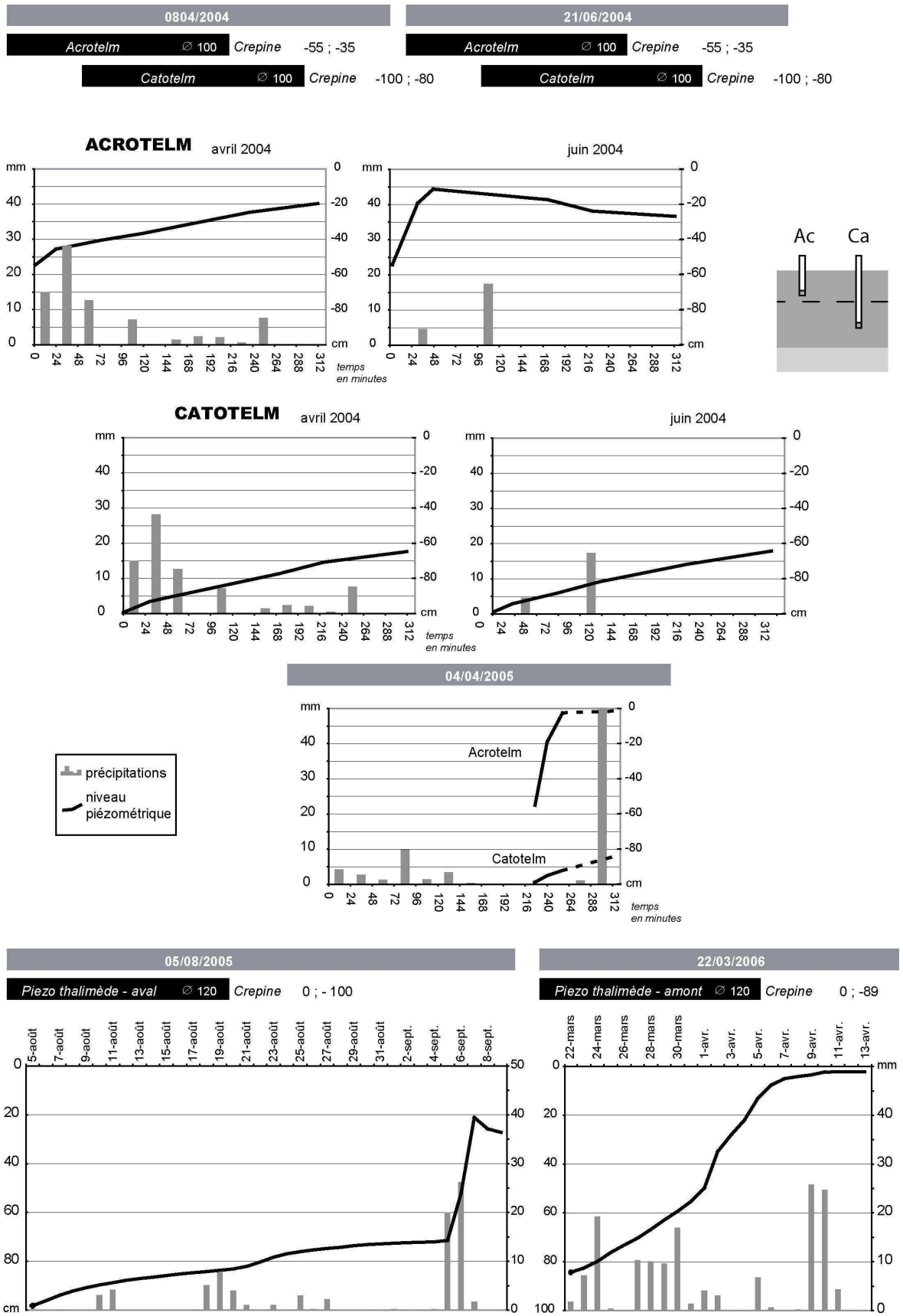
hydrauliques entre le catotelm et le substrat minéral sous-jacent d'autre part. Il faut préciser ici que sur l'ensemble du mésotope de la Prenarde, nous n'avons pas observé de phénomènes d'écoulement dans des conduits souterrains. Il semble en effet que l'ensemble des écoulements dans la tourbière s'effectue par le réseau de macropores de la matrice tourbeuse. Nous avons donc réalisé des mesures de conductivité hydraulique, en utilisant la méthode par choc hydraulique, par ajout (slug test) ou vidange d'un volume d'eau dans un piézomètre (bail test), avec plus ou moins de succès. Nous avons principalement utilisé la méthode de mesure du temps de remontée de la nappe (bail test) dans les piézomètres après pompage. Nous avons pour cela utilisé les tubes des piézomètres équipés de thalimèdes. Crépinés sur toute leur hauteur, ils nous permettent de voir, entre la partie amont et la partie aval, les différences de vitesse de circulation de l'eau lors de la remontée de la nappe dans le catotelm, puis dans l'acrotelm. D'autres tubes, crépinés sur une dizaine de centimètres à leur extrémité, permettent d'étudier plus spécifiquement les vitesses de circulation de l'eau dans l'acrotelm (35 à 55 cm de prodondeur), et le catotelm (80 à 100 cm). Les mesures effectuées au contact entre la tourbe et les formations minérales sous jacentes seront présentées dans le chapitre suivant.

Comme cela est le cas pour Gourgon, les résultats de nos mesures font apparaître des vitesses de circulation de l'eau conformes aux valeurs proposées dans la littérature scientifique [Boelter 1965, Dai 1973, Eggelsmann 1975b, Romanov et al. 1975, Chason 1986, Loxham et Burghardt 1986, Baird 1997, Beckwith et al. 2003a, b, Holden et Burt 2003a, Clymo 2004].

Dans le catotelm, les vitesses mesurées sont relativement stables lors de la phase de remontée de la nappe. Elles oscillent autour de 3,5 $^{E-07}$ m.s^{-1} ou 3 cm.j^{-1}, ce qui représente plus d'un mois (33,9 jours) pour que la nappe parcoure 1 mètre. Nous remarquerons que ces vitesses de circulation dans la zone saturée ne sont pas influencées par les apports d'eau des précipitations et restent quasi constantes sur la totalité de la période étudiée (Fig.96).

Dans l'acrotelm, les vitesses de circulation de l'eau varient de à 1,5 $^{E-05}$ à 2,8 $^{E-07}$ m.s^{-1} lors de tests effectués. Nous pouvons remarquer qu'au-delà de la plus grande variabilité des vitesses de circulation de l'eau dans l'acrotelm, la remontée de la nappe ne s'effectue pas de la même manière d'un test à l'autre. Le contexte climatique, et plus particulièrement le niveau de saturation en eau de l'acrotelm lors des mesures de la conductivité hydraulique, pourraient être déterminants dans la dynamique des écoulements.

Figure 96 - Conductivité hydraulique de la tourbière de la Prenarde



En effet, si au mois d'avril 2004 la tourbière est saturée en eau jusqu'en surface, ce n'est pas le cas en juin 2004 où le niveau de la nappe mesuré à proximité dans le piézomètre 4 (le 21 juin) se situe vers 7 cm de profondeur.

Les courbes et les vitesses de remontée de la nappe dans les piézomètres automatiques, nous apportent des informations précieuses sur la dynamique des écoulements dans la tourbière (Fig.96). En effet, l'ajustement du niveau d'eau dans ces piézomètres, qui sont crépinés sur toute leur hauteur, répond à des apports d'eau provenant du catotelm dans la partie inférieure et de l'acrotelm dans la partie supérieure. Si, compte tenu des remarques faites précédemment sur les conductivités hydrauliques, l'apport d'eau provenant du catotelm est faible et constant, les variations de la vitesse de la remontée de la nappe sont liées aux apports d'eau provenant de l'acrotelm.

Nous pouvons ainsi remarquer que l'influence des apports d'eau des précipitations sur la nappe qui remonte dans l'acrotelm est faible. En effet, qu'il s'agisse de PT_aval ou de PT_amont, nous n'observons pas d'inflexion importante des courbes lorsque le niveau d'eau se situe dans le catotelm (respectivement en dessous de 70 cm et en dessous 50 cm de profondeur). En condition sèche estivale, la remontée de la nappe dans le catotelm s'effectue à une vitesse moyenne 1,5 $^{E-07}$ m.s^{-1} pour PT_aval et ce, pendant plus d'un mois. En condition humide printanière (77 mm entre le 22 et le 31 mars), elle prend une quinzaine de jours à 4 $^{E-07}$ m.s^{-1} pour PT_amont. Lorsque le niveau de la nappe arrive dans l'acrotelm, nous pouvons remarquer une inflexion des courbes qui traduit la plus grande porosité de la tourbe et la meilleure circulation de l'eau. Si pour PT_amont, cette inflexion (3 $^{E-06}$ m.s^{-1}) se traduit par une brusque remontée du niveau d'eau en relation avec d'importantes précipitations (45 mm en deux jours), elle est également observée pour PT_amont dans une période où les précipitations se réduisent (1,1 $^{E-06}$ m.s^{-1}).

5.3.2.3 La capacité de stockage

Après ces remarques sur les propriétés de la tourbe et les vitesses d'écoulement dans la tourbière de la Prenarde, nous pouvons donc maintenant nous attacher à l'estimation de sa capacité de stockage. Le mésotope, qui occupe 2,4 hectares, représente un volume de 20194 m^3 de tourbe (Tab.13). L'ensemble des calculs de superficie et de profondeur de tourbe que nous présentons ici a été réalisé à l'aide des outils de calcul et d'interpolation du logiciel SIG ArcGis.

Tableau 13 - Volume de tourbe du mésotope de la Prenarde

Type de comportement piézométrique	Superficie en hectares	Epaisseur moyenne en m	Volume de tourbe en m3
Tourbière	*1.01*	*0.93*	*18661*
type1	1.27	0.87	10942
type2	0.28	1.28	3631
type3	0.46	0.90	4048
Zone de transition hydromorphe	*0.41*	*0.39*	*1533*
Mesotope de la Prenarde	**2.42**	**0.83**	**20194**

Pour le calcul de la capacité de stockage, nous distinguons donc :

- la partie centrale (comportements piézométriques de type 1 à 3) qui représente 18661 m^3 de tourbe. Elle présente la structure diplotelmique des tourbières avec une zone saturée en permanence, le catotelm, et une zone qui connaît des fluctuations de la nappe, l'acrotelm.
- les zones de transition hydromorphes paratourbeuses (type 4 et 5) où il n'y a pas de catotelm, la nappe pouvant s'abaisser sous les niveaux de tourbe (1533 m^3).

Compte tenu des niveaux minimums de la nappe enregistrés au cours de l'étude, le volume de l'acrotelm est de 13396 m^3 et celui du catotelm 6903 m^3 (Tab.14). Alors que dans les vastes macrotopes, comme celui de Gourgon, le volume de l'acrotelm représente environ la moitié de celui du catotelm (52%), la situation est totalement différente pour la tourbière basse de la Prenarde, puisque le volume de l'acrotelm est deux fois supérieur à celui du catotelm.

Type de comportement piézométrique	Niveau minimum de la nappe	Volume du catotlem en m3	Volume de l'acrotelm en m3
Tourbière	*0.60*	*6798*	*11863*
type1	0.65	2680	8263
type2	0.11	3319	312
type3	0.72	799	3288
Zone de transition hydromorphe	*< 0.39*	*106*	*1427*
Mesotope de la Prenarde	**0.60**	**6903**	**13396**

Tableau 14 - Volumes de l'acrotelm et du catotelm

De plus, l'épaisseur de la zone qui connaît des fluctuations de la nappe est plus importante à la Prenarde (0,60 m en moyenne) qu'à Gourgon (0,38). L'acrotelm de la tourbière basse de la Prenarde possède donc une capacité de stockage maximale de l'eau par unité de surface supérieure à celle de Gourgon (106 $l.m^2$ contre 66 $l.m^2$).

L'acrotelm étant la partie la plus dynamique des tourbières d'un point de vue du stockage de l'eau, il apparaît donc que les tourbières basses du type de la Prenarde jouent un rôle plus important que ne laisse penser le modeste volume de tourbe. En effet, dans le catotelm, en considérant une teneur en eau de la tourbe de 80% environ, le volume du stock d'eau immobile est de 4542 m^3 ; celui de l'eau qui peut circuler n'est que de 505 m^3, soit 21 $l.m^2$ de tourbe (Tab.15). Ainsi, la capacité de stockage maximale de la tourbière, c'est-à-dire le volume d'eau supplémentaire qu'elle peut stocker lorsque les niveaux de la nappe sont au plus bas, représente la moitié de l'eau déjà stockée dans la tourbière. Les coefficients de stockage établis à partir de l'analyse des échantillons de tourbe de la Prenarde, nous permettent d'évaluer la capacité maximale de stockage à 2556 m^3 d'eau. Cette capacité maximale étant rarement atteinte, il est plus parlant de s'intéresser au volume d'eau qui peut être stocké pour une position médiane de la nappe. Il s'élève à 1547 m^3 d'eau, soit 64,5 $l.m^{-2}$. Ainsi, pendant la moitié de l'année, la tourbière pourrait stocker une lame d'eau de 64,5 mm si toute l'eau précipitée s'infiltrait sans ruisseler à la surface de la tourbière.

Capacité de stockage	*Niveau minimum de la nappe*	*Volume d'eau stocké en m3*	*Niveau médian de la nappe*	*Volume d'eau stocké en m3*
Tourbière	*0.60*	*2073*	*0.18*	*1051*
type1	0.65	1367	0.13	594
type2	0.11	184	0.03	34
type3	0.72	523	0.40	522
Zone de transition hydromorphe	*< 0.39*	*496*	*< 0.39*	*496*
Mesotope de la Prenarde	**0.60**	**2569**	**0.25**	**1547**

Tableau 15 - Capacité de stockage de l'acrotelm à la Prenarde

Le ruissellement à la surface des tourbières peut se déclencher suivant deux types de processus ; par dépassement du seuil de saturation et par dépassement du seuil d'infiltration. Dans le premier cas, toute la capacité de stockage de l'acrotelm, liée à la position de la nappe au moment de l'averse, est efficace. Dans le second cas, le

ruissellement se déclenche parce que l'intensité des précipitations est supérieure à la capacité d'infiltration de l'eau à la surface de la tourbière.

Nous avons donc effectué des tests pour connaître la capacité d'infiltration de la tourbe à la surface de la tourbière de la Prenarde. Pour cela, nous avons utilisé la méthode de l'infiltromètre à double anneau. Il s'agit de deux cylindres concentriques enfoncés dans le sol (dans les 8 à 10 premiers centimètres de tourbe) qui sont remplis d'eau. La mesure de l'évolution du niveau d'eau est effectuée dans le cylindre central. Le cylindre externe est destiné à limiter la diffusion latérale de l'eau qui s'infiltre dans le cylindre central et à favoriser ainsi le maintien d'un écoulement vertical. Dans un premier temps, les résultats nous indiquent les vitesses d'infiltration de l'eau dans la zone non saturée. Lorsque le sol est complètement saturé, en eau un régime permanent s'installe et les vitesses d'infiltration se stabilisent.

Ici encore, les résultats sont conformes aux valeurs que nous avons pu trouver dans la littérature scientifique [Keane et Dooge 1975, Holden et al. 2001, Holden et Burt 2002]. Au début du test présenté dans la figure 97, la nappe se situe entre 5 et 7 cm de profondeur. Le temps nécessaire à la saturation totale de l'acrotelm est inférieur à 15 minutes. La capacité d'infiltration décroît de 8 à 12 $mm.h^{-1}$ en début d'expérience, pour se stabiliser vers 4 $mm.h^{-1}$, à saturation, lorsque se met en place le régime permanent. Ainsi, lors d'épisodes pluvieux comme celui du 1er au 3 décembre 2003, où l'intensité des précipitations a pu atteindre jusqu'à 9 $mm.h^{-1}$ dans les premières heures, le ruissellement a pu se déclencher avant la saturation totale de l'acrotelm.

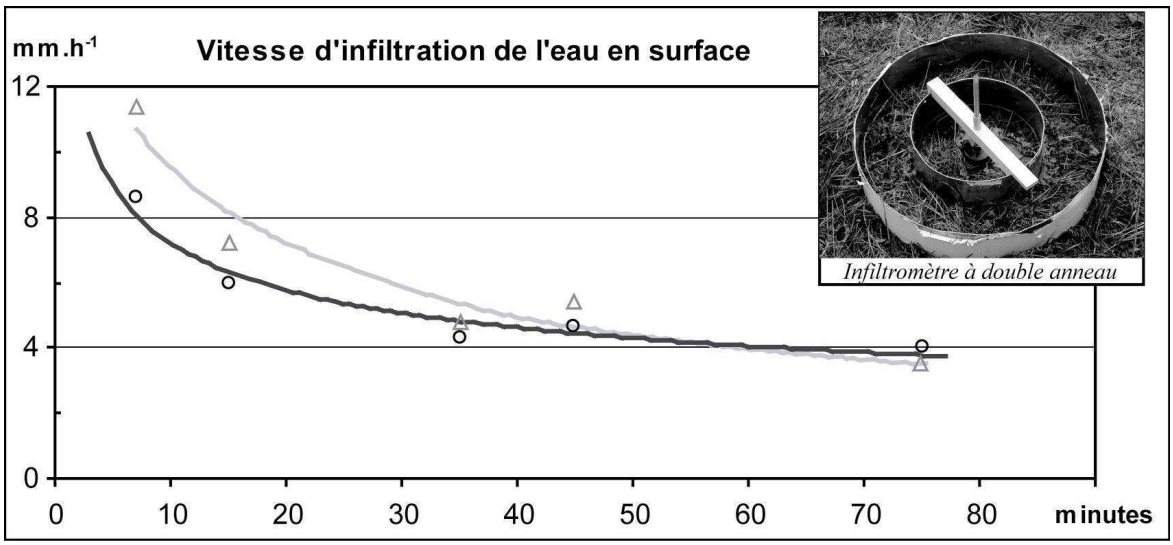


Figure 97 - L'infiltration à la surface de la tourbière de la Prenarde

Nous pouvons donc conclure que la tourbe est un matériel gorgé d'eau qui stocke par conséquent d'important volume d'eau. Si la porosité et le niveau de saturation de l'acrotelm peuvent conférer aux tourbières un rôle important dans le stockage de l'eau, ces propriétés ne sont véritablement efficaces que de manière ponctuelle et aléatoire au cours de l'année hydrologique. La position de la nappe n'est pas le seul élément déterminant. En effet, les importants épisodes pluvieux ne se produisent pas de manière synchrone avec les périodes de bas niveaux de la nappe. En période humide, par exemple en hiver ou au début du printemps, les niveaux de la nappe étant proche de la surface, la capacité d'emmagasinement est très limitée. Pour qu'elle soit effective, il faut que les précipitations se produisent après une période sèche où la nappe s'est abaissée, comme ce peut être le cas durant l'été. Or, durant les mois chauds, où les orages sont plus fréquents, l'intensité des précipitations peut devenir un facteur limitant du rôle tourbières, parce que le ruissellement se déclenche avant que l'eau ne soit stockée dans l'acrotelm, par dépassement du seuil d'infiltration de la tourbe. Il n'en demeurre pas moins que les tourbières peuvent influer par leur caractéristiques hydrauliques sur la dynamique des écoulements. Il nous faut donc maintenant changer d'échelle d'analyse et nous placer au niveau des bassins versants pour évaluer leur rôle hydrologique.

6. Rôle hydrologique des tourbières au sein des bassins versants

La régulation des volumes d'eau circulant dans les bassins versants est l'une des principales fonctions attribuées aux tourbières [Dugan 1990 , Fustec et Lefeuvre 2000]. Leurs relations avec les nappes souterraines et leur capacité de stockage de l'eau permettraient le retardement et la diminution des eaux de crues. Mais, elles influeraient également sur la qualité de l'eau par leur capacité de recyclage et de stockage des éléments nutritifs. Bien que ces fonctions soient largement mises en avant par les gestionnaires pour promouvoir leurs interventions, nous employons ici le conditionnel parce que la réalité et l'importance de ces processus restent très mal connus.

En effet, les études scientifiques abordant ces thèmes font apparaître la diversité des situations rencontrées par les différents auteurs. Les apports restent très fractionnés puisque c'est souvent indirectement, à la suite de l'étude des propriétés de la tourbe ou des paramètres du bilan de l'eau, que le rôle des tourbières a été mis en avant. En effet, dans l'importante littérature consacrée aux tourbières, peu de travaux ont considéré la question dans sa globalité à l'échelle du bassin versant.

Après avoir étudier le fonctionnement hydrologique des tourbières et mis en évidence leur capacité de stockage, il nous est donc apparu nécessaire, avant de nous pencher sur l'analyse du fonctionnement des bassins versants, de reprendre les principales avancées sur la question. Cette tâche qui nous est facilitée par le bilan bibliographique de Bullock et Acreman [2003] permet de mieux cerner le rôle des tourbières dans le cycle hydrologique. Nous nous recentrerons ensuite sur la question pour nos bassins versants d'étude. Pour cela, nous nous intéresserons donc à la circulation de l'eau, et notamment aux échanges entre les versants et les tourbières. Il s'agit de savoir quel rôle jouent les toubières dans le cheminement de l'eau précipitée sur le bassin versant. Nous étudierons ensuite l'influence des tourbières sur le bilan de l'eau et plus particulièrement sur les écoulements à l'exutoire.

6.1 La question du rôle hydrologique des tourbières

Le rôle des tourbières doit être considéré suivant les deux aspects principaux qui définissent les domaines d'application de l'hydrologie [Hubert 2001]. En effet, l'hydrologie est la science qui traite :

- des eaux que l'on trouve à la surface de la Terre (de la lithosphère à l'atmosphère), de leur formation, de leur circulation et de leur distribution dans le temps et dans l'espace,
- des propriétés physiques, chimiques et biologiques de l'eau et de leur interaction avec leur environnement, y compris avec les êtres vivants.

Nous nous intéresserons donc à l'influence des tourbières reconnue dans la littérature sur les quantités et sur la qualité de l'eau écoulée.

6.1.1 Sur la quantité d'eau écoulée

Pour faire le point sur cette question, nous pouvons nous appuyer sur un bilan bibliographique du rôle des zones humides dans le cycle de l'eau [Bullock et Acreman 2003]. La base de données est mise en ligne sur Internet à l'adresse suivante : http://www.lk.iwmi.org/ehdb/wetland/wetlands.asp. Nous avons repris ce travail, portant sur 169 études de zones humides, en nous focalisant plus spécifiquement sur les tourbières (52 sites). Pour cela, nous avons complété le bilan, établi en 2003, par d'autres études manquantes ou publiées après 2003, pour analyser au final les résultats de 65 études (Tab.16).

Tout d'abord, le rôle des tourbières dans l'augmentation du processus d'évapotranspiration semble bien établi. Sur l'ensemble des études s'intéressant à cette question (20), toutes concluent au rôle positif des tourbières, notamment en période sèche (12). Leurs relations avec les nappes souterraines sont en revanche moins claires, avec des avis très partagés sur la question (dans 7 cas sur 15 il n'y a pas de relation). Ensuite, et contrairement à l'idée largement répandue auprès du public et des non spécialistes, il apparaît nettement qu'elles réduisent le volume des écoulements en période d'étiage (21 cas sur 27), mais plus généralement qu'elles réduisent le volume d'eau total qui s'écoule dans les bassins versants au cours de l'année (12 cas sur 19). Ces observations sont bien évidemment corrélées puisque l'évapotranspiration prélève une part de l'eau qui ne s'écoule pas dans le réseau hydrographique.

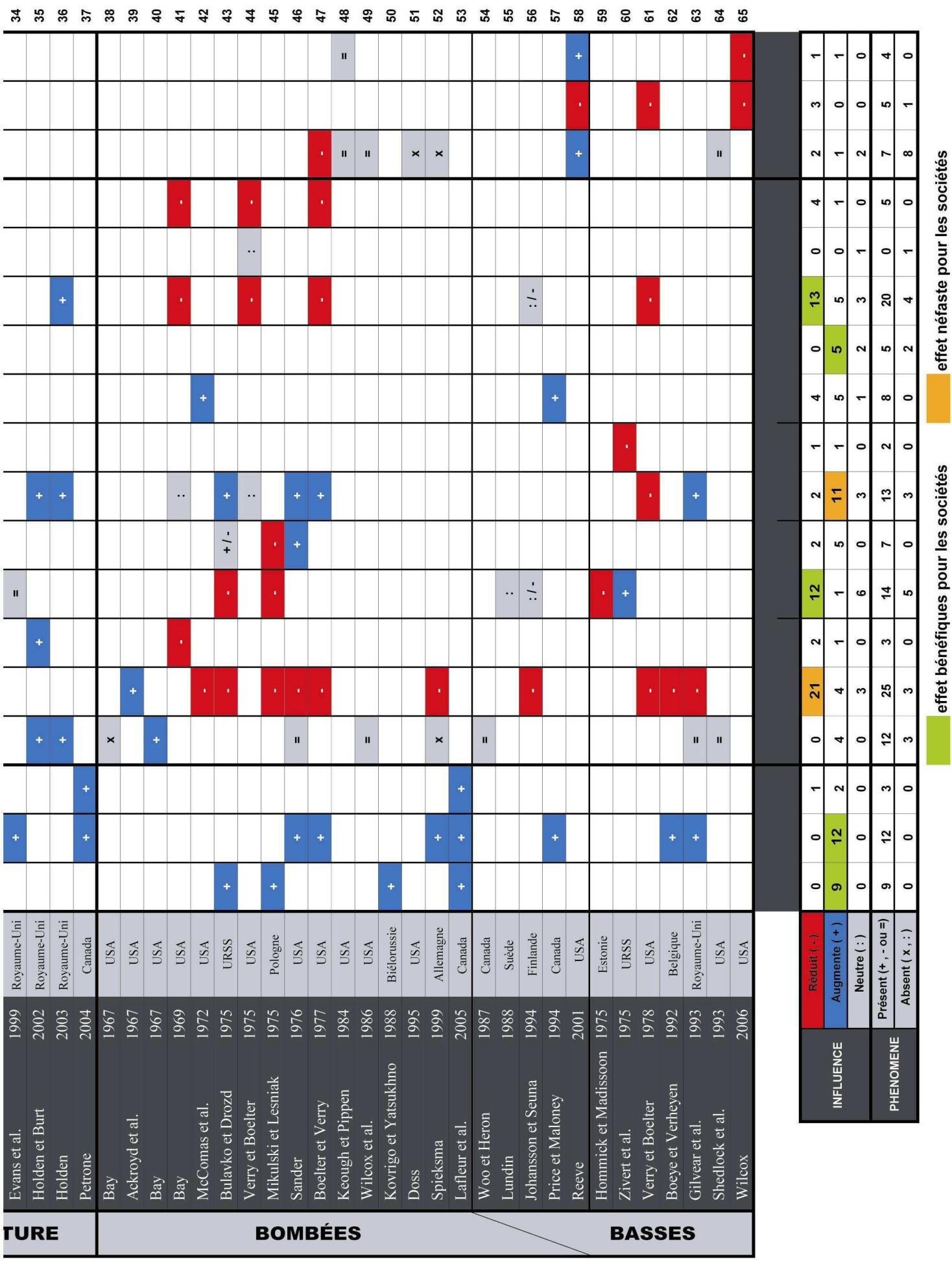
Nous pouvons noter que les auteurs indiquent le rôle des tourbières dans l'accentuation de la variabilité de l'écoulement (13 cas sur 16). Enfin, si leur impact sur le volume d'eau de crue n'est pas clairement établi, nous observons qu'il l'est pour le retardement du pic de crue (5 cas sur 7) et pour l'atténuation des crues les plus courantes (temps de retour inférieur à 2 ans – 13 cas sur 22). Au final, Bullock et Acreman [2003] faisaient remarquer que si une petite partie (19%) des études conclut au rôle insignifiant ou neutre des zones humides, la majeure partie affirme qu'elles augmentent ou réduisent un ou plusieurs éléments du cycle de l'eau. Nous pouvons donc reprendre ce constat et mettre en avant la spécificité des tourbières dans le fonctionnement hydrologique des bassins versants. Pour faire un bilan, nous reprenons ici les différents points marquants de l'influence hydrologique des tourbières dans les bassins versants.

- Elles stockent l'eau des précipitations, du fait de leur capacité d'emmagasinement intrinsèque (dans l'acrotelm et dans les dépressions de surface), lorsque les niveaux de nappe, qui fluctuent au cours de l'année, sont favorables.
- Elles opposent une résistance et ralentissent les écoulements superficiels du fait de la rugosité de leur surface (terrain irrégulier, structure de la végétation, etc.) et des faibles vitesses d'écoulement dans la tourbe.
- Elles influent, de par leurs caractéristiques morphologiques (superficie de la tourbière au regard du bassin versant) et leur position au sein du bassin versant (zones topographiquement stockantes, rôle de verrou) sur le fonctionnement des nappes phréatiques locales.
- Elles consomment une part importante de l'eau pour l'évapotranspiration, réduisant ainsi le volume d'eau qui s'écoule dans les bassins versants, et alimentent l'atmosphère.

Au final, le bilan local de l'eau de l'ensemble de ces études montre que la quantification de leur rôle n'est pas aisée. Il dépend du contexte local. Leur efficacité vis-à-vis des crues dépend en grande partie des caractéristiques des précipitations (durée et intensité), ainsi que des conditions antécédentes (niveau de saturation de la tourbière). Leur efficacité vis-à-vis du soutien des étiages est conditionnée par leurs relations avec les aquifères des versants. A notre connaissance, il n'y a eu qu'une seule véritable étude sur ce thème. Elle s'intéresse à ces questions à partir de l'analyse des hydrogrammes de deux bassins versants du Mont Lozère (Sud du Massif Central), l'un avec et l'autre sans tourbière [Martin 2002]. Elle met en avant le rôle que la tourbière joue pour l'amortissement des pics de crue.

Tableau 16 - Bilan du rôle hydrologique des tourbières

Type	Auteur(s)	Année	Pays	Evapotranspiration			Ecoulements													Nappe phréatique			
							en période d'étiage			de base		variabilté		en période de crues									
				Ev moyenne annuelle	*Ev* en période sèche	*Ev* en période humide	Alimentation des écoulements de surface	Volume d'écoulement	Durée du soutien de l'écoulement	Ecoulemnet moyen annuel	Volume d'écoulement en période humide	Variabilité de l'écoulement	Variabilité de l'écoulement en période humide	Volume de l'écoulement de crue	Décalage entre le début et le pic de crue	Pic de crue pour un temps de retour < 2 ans	Pic de crue pour un temps de retour > 2 ans	Probabilité de retour de l'inondation	Recharge de la nappe souterraine	Recharge de la nappe en période sèche	Recharge de la nappe en période humide	
TOURBIÈRES	Burke	1968	Irlande					:		:			+		+	+		+				1
	Eggelsmann	1975	Allemagne	+						-		:										2
	Newson	1981	Royaume-Uni					+														3
	Verry et Timmons	1982	USA							:				+					:			4
	Roulet et Woo	1986	Canada		+			-														5
	Panu	1988	Canada					+								-						6
	Kowalik et al.	1988	Pologne				=	-														7
	Serban et al.	1988	Roumanie											-								8
	Konyha et al.	1988	USA							-						-						9
	Robinson et al.	1991	Allemagne	+				-		-						-						10
	Iritz et al.	1994	Suède													+ / : / -						11
	Burt	1995	Royaume-Uni					-				+				+						12
	Owen	1995	USA					:								:			x			13
	Mustonen et Seuna	1975	Finlande	+				-		-						-						14
	Heikuranen	1976	Finlande					-			+				+	-		-				15
	O Brien	1977	USA		+	-	=	-			+											16
	Verry et Boelter	1978	USA																x			17
	Brandesten	1988	Suède					+														18
	Eggelsmann et al.	1993	Allemagne	+						-									-			19
	Branfireun et Roulet	1998	Canada				+	:			+	+								=	=	20
	Prevost et al.	1999	Canada							-	=					=						21
	Price	2001	Canada		+									+ / -		+						22
	Brooks et Kreft	1989	USA					-		-				-								23
	Bragg	2002	Royaume-Uni	+								+			+							24
	Martin et Didon-Lescot	2002	France						-					+	+	-						25
	Dzikowski et Laplace-Dol.	2001	France											:	:	:				x / =		26
DE COUVERT	Siegel	1988	USA				x	-											x			27
	Price	1992	Canada									+							=			28
	Conway	1960	Royaume-Uni												+ / :	-						29
	Burke	1975	Irlande					-		-		-		-		+			:			30
	Bavina	1975	URSS							:												31
	Siegel	1983	USA				=												= / x			32
	Baden et Eggelsmann	1986	Allemagne					-				+				+						33


TURE
BOMBÉES
BASSES
Evans et al. 1999 Royaume-Uni 34
Holden et Burt 2002 Royaume-Uni 35
Holden 2003 Royaume-Uni 36
Petrone 2004 Canada 37
Bay 1967 USA 38
Ackroyd et al. 1967 USA 39
Bay 1967 USA 40
Bay 1969 USA 41
McComas et al. 1972 USA 42
Bulavko et Drozd 1975 URSS 43
Verry et Boelter 1975 USA 44
Mikulski et Lesniak 1975 Pologne 45
Sander 1976 USA 46
Boelter et Verry 1977 USA 47
Keough et Pippen 1984 USA 48
Wilcox et al. 1986 USA 49
Kovrigo et Yatsukhno 1988 Biélorussie 50
Doss 1995 USA 51
Spieksma 1999 Allemagne 52
Lafleur et al. 2005 Canada 53
Woo et Heron 1987 Canada 54
Lundin 1988 Suède 55
Johansson et Seuna 1994 Finlande 56
Price et Maloney 1994 Canada 57
Reeve 2001 USA 58
Hommick et Madissoon 1975 Estonie 59
Zivert et al. 1975 URSS 60
Verry et Boelter 1978 USA 61
Boeye et Verheyen 1992 Belgique 62
Gilvear et al. 1993 Royaume-Uni 63
Shedlock et al. 1993 USA 64
Wilcox 2006 USA 65
INFLUENCE
Réduit (-)
Augmente (+)
Neutre (:)
PHENOMENE
Présent (+ , - ou =)
Absent (x , :)
effet bénéfiques pour les sociétés
effet néfaste pour les sociétés

Les observations font apparaître que c'est sur le temps de réponse, et non sur le volume d'eau, que les tourbières agissent, en entraînant un retard d'une partie de l'écoulement dans la hausse et la baisse des niveaux d'eau à l'exutoire.

6.1.2 Sur la qualité de l'eau écoulée.

Au-delà du rôle sur le fonctionnement des nappes et la circulation de l'eau dans le bassin versant, interrogons-nous à propos de l'influence des tourbières sur de la qualité de l'eau. Cette fonction influe particulièrement sur la perception qu'ont les gestionnaires et les élus de ces écosystèmes. En effet, les écosystèmes tourbeux sont généralement reconnus pour leur rôle dans le cycle des éléments chimiques, principalement du carbone, de l'hydrogène et de l'azote, et dans une moindre mesure du soufre et du phosphore [Moore 2001]. Elles représentent d'importants réservoirs de carbone, de gaz carbonique et de méthane, parce qu'elles dégradent mal la matière organique. Ainsi, les concentrations de certains éléments dans l'eau des tourbières sont très importantes, comme c'est le cas du carbone organique dissous dont les valeurs sont 100 fois supérieures à celles de l'eau de pluie ou des nappes souterraines [Kalbitz et al. 2000].

Les tourbières sont le siège d'importantes réactions bio-géochimiques qui peuvent affecter la chimie de l'eau (pH, conductivité, etc.). La saturation en eau leur confère un caractère réducteur. Ces conditions anoxiques et la présence de carbone organique facilement assimilable, favorisent par exemple la dégradation des nitrates en azote atmosphérique. L'assimilation par les plantes et les mécanismes de fixation des métaux lourds aux particules de tourbe, contribuent, avec l'activité bactérienne, à l'épuration de l'eau [Brown et al. 2000]. Les tourbières peuvent donc jouer un rôle de filtre biologique dans les bassins versants. Mais ce sont également des filtres physiques, en raison de leur porosité, de leur faible conductivité hydraulique et de la structure de la végétation de surface. Elles retiennent les éléments solides ou dissous transportés par les eaux superficielles ou souterraines. Pour ces raisons, les propriétés biologiques et chimiques des tourbières ont inspiré le génie civil pour le développement de dispositifs artificiels d'épuration utilisant la tourbe [Viraraghavan et Ayyaswami 1987]. Dans notre démarche, ces caractéristiques sont intéressantes car elles donnent à l'eau des tourbières une signature spécifique, différente de l'eau de pluie qui alimente les têtes de bassin versant (pH, carbone organique dissous, fer dissous, etc.). Ainsi au-delà de l'utilité sociale liée à l'amélioration de la qualité de l'eau, la mesure des propriétés chimiques de l'eau est un outil pour faire apparaître ou préciser les relations hydrauliques entre la tourbière et son bassin versant.

6.2 Relations entre les tourbières et les nappes de versant

Si, dans le chapitre précédent, nous avons détaillé le fonctionnement de la nappe au sein des tourbières, il nous faut maintenant changer d'échelle pour étudier l'impact des tourbières sur les nappes de versant et inversement lorsqu'il s'agit de tourbières minérotrophes. Nous nous intéresserons, dans un premier temps, au cas de la tête de bassin versant du Chorsin et de son vaste macrotope de tourbières hautes, puis, dans un deuxième temps, à celui de la tête de bassin versant du Chantereine et de ses mésotopes de tourbières basses.

6.2.1 La tête de bassin versant du Chorsin et le macrotope de Gourgon

Nous rappelerons tout d'abord, que la géomorphologie de la tête de bassin versant du Chorsin est largement influencée par les héritages du remaniement des formations superficielles par les processus glaciaires et périglaciaires lors des dernières périodes froides. A travers l'analyse du comportement des piézomètres situés sur les versants, autour du macrotope, mis en relation avec les toposéquences caractéristiques, nous pouvons mieux cerner les relations entre les nappes de versant et les tourbières. Nous nous intéresserons également à la position du macrotope vis-à-vis des versants. C'est un élément déterminant de la dynamique des écoulements dans le bassin versant, d'autant que le macrotope occupe plus d'un tiers de la superficie dans la tête de bassin versant. Enfin, nous pourrons nous appuyer sur les analyses physico-chimiques de l'eau prélévée dans la tourbière (piézomètres) et sur les versants (sources, ruisseaux).

6.2.1.1 Comportement piézométrique des nappes de versant

Nous avons installé plusieurs piézomètres autour du complexe tourbeux (Fig.98). En raison de la structure des sols de versant composés d'arène granitique remaniée lors des glaciations, nous n'avons pu installer les tubes des piézomètres très profondemment. En effet, les tubes de P6, P7, P13, P15 et P17 reposent, soit sur des blocs, soit sur un horizon

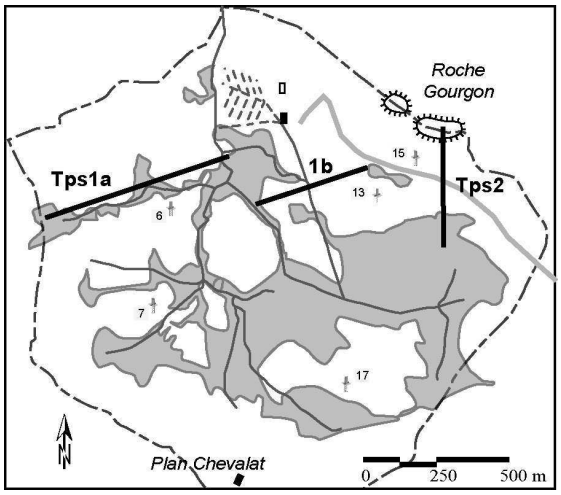


Figure 98 – Toposéquence et localisation des piézomètres sur les versants

Figure 99 - Toposéquences sur le versant ouest du basssin versant du Chorsin

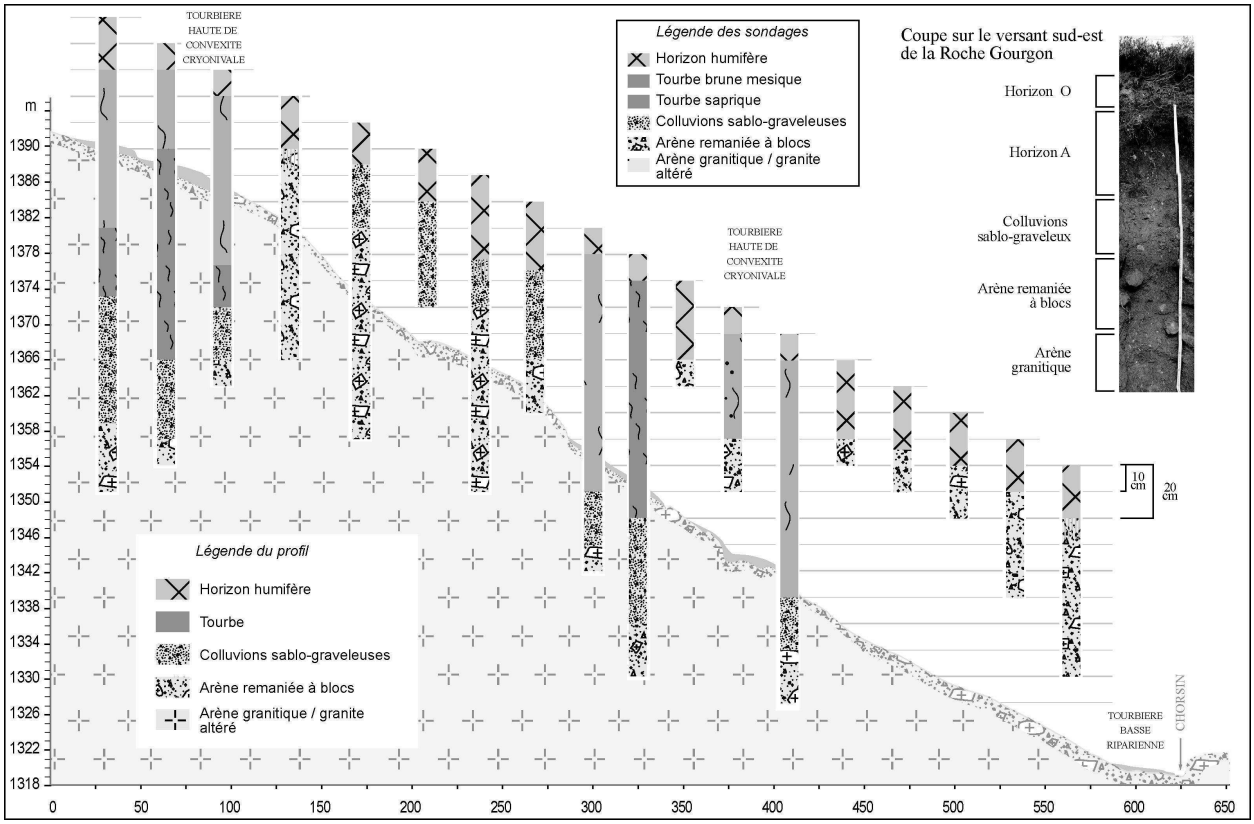
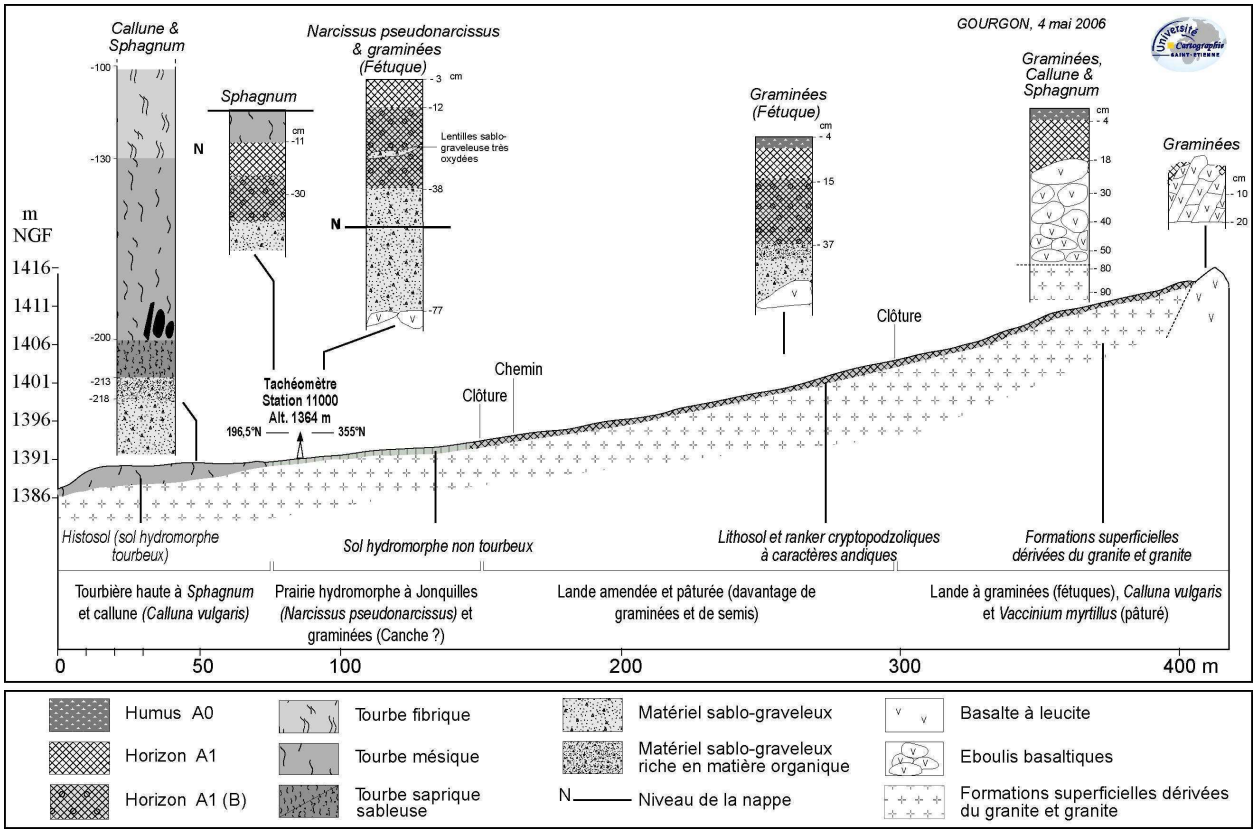


Figure 100 - Toposéquences sur le versant sud de la Roche Gourgon

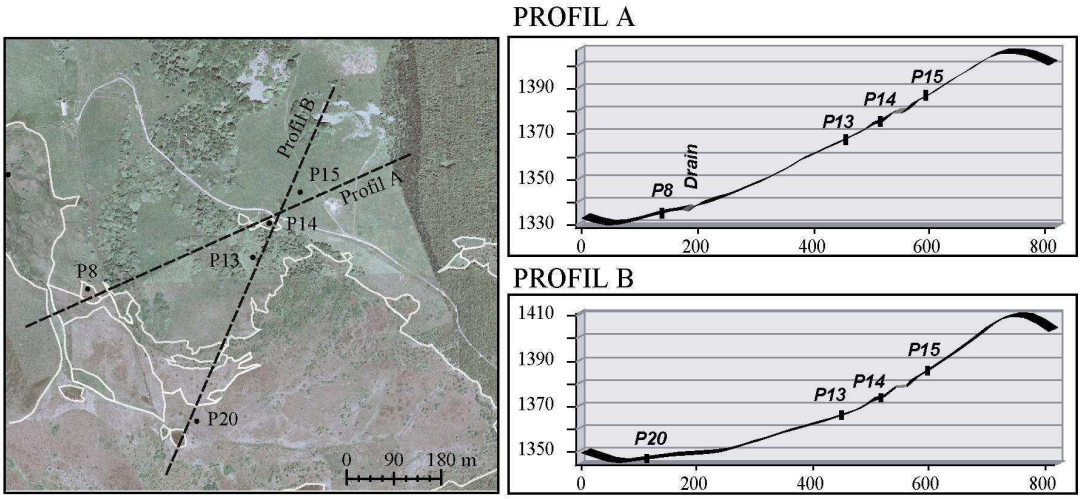


très compacté, situés entre 60 et 75 cm de profondeur (respectivement 71, 60, 75 et 72 cm). Les caractéristiques stratigraphiques de ces sols ont été largement décrites dans les travaux de B. Etlicher [1974, 1980, 1986] et nous les avons présentées dans la première partie. Après un an à deux ans de mesure, il s'est avèré que les piézomètres P6, P7, P15 et P17 sont toujours restés desnoyés. Ils ont donc progressivement été enlevés. Nous pouvons affirmer que dans ces sols de versant, la nappe ne remonte jamais, ou du moins jamais de manière durable, au dessus de 60 à 70 cm de profondeur. La pente, mais surtout la nature sableuse des arènes, facilite une circulation rapide de l'eau et limite fortement la capacité de rétention. Les analyses granulométriques, que nous avons pu effectuer en relation avec la réalisation des différentes toposéquences (Fig.99 et 100), nous confirment l'importance de la fraction sableuse grossière des sols de versant (45%).

L'eau qui s'infiltre dans les sols des versants alimente de nombreuses sources qui apparaissent le long des versants à la faveur de ruptures de pente correspondant au contact structural entre le granite de Chalmazel et le granite à biotite [Degorce 1995] et/ou à des formes de nivation. Il apparaît ainsi que la plupart des sources sont alignées préférentiellement dans deux zones situées entre 150 et 250 m et entre 350 et 450 m de l'interfluve. Ces deux zones correspondent également sur les versants ouest, sud-ouest, mais également sud-est sous la Roche Gourgon, aux limites du macrotope. Aisni, comme pour Grande Pierre Bazanne [Porteret 2001], la mise en place du macrotope est étroitement lié d'une part à l'importance de l'alimentation en eau des sources et d'autre part à des formes de surcreusement.

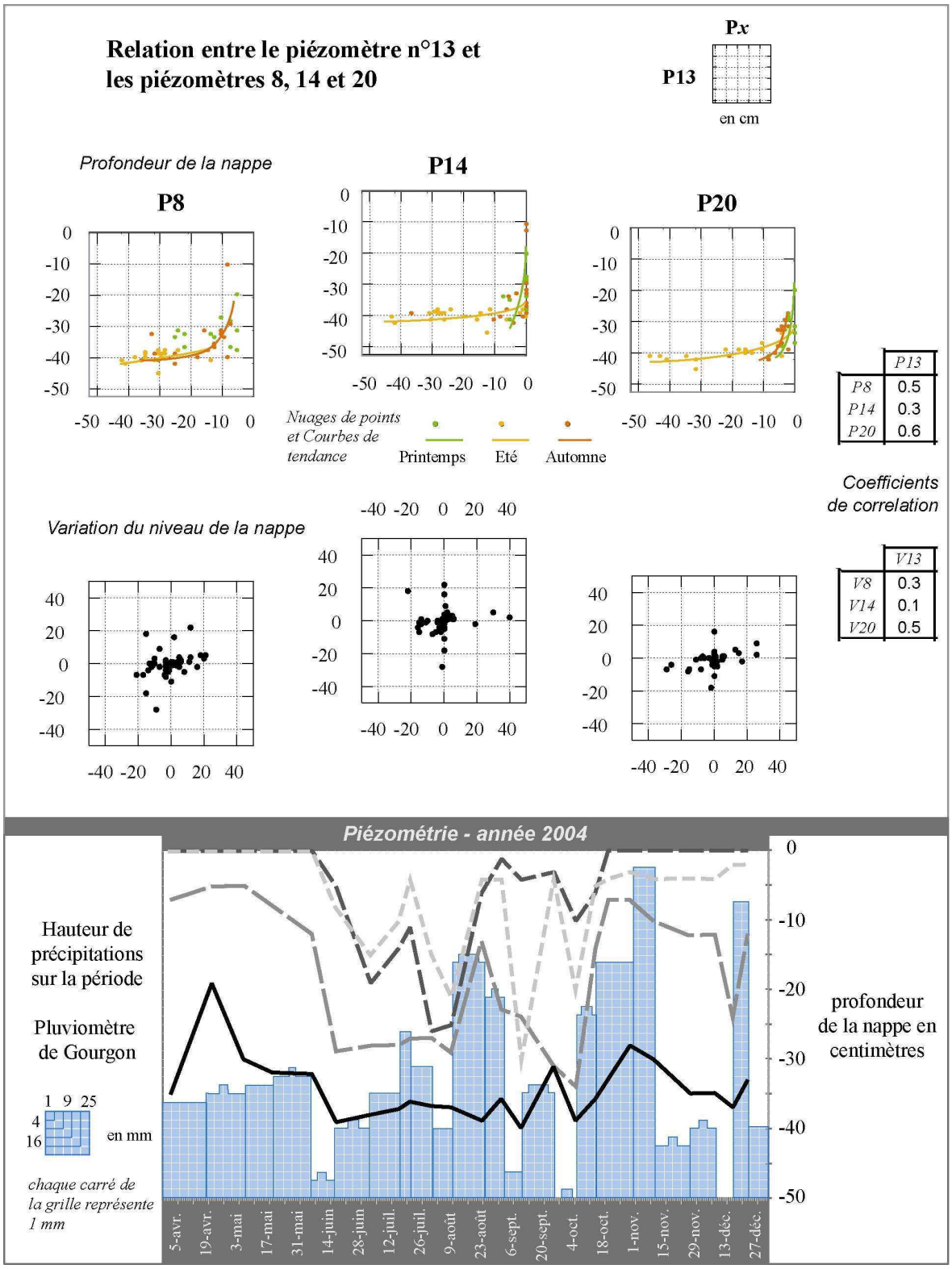
Afin de mieux comprendre les relations entre les nappes de versant et les tourbières, nous nous sommes plus intéressé au cas du piézomètre 13, qui est le seul installé hors de la tourbière et grâce auquel nous avons pu suivre l'évolution du niveau de la nappe sur le versant. Situé sur le versant sud-ouest de la Roche Gourgon, il est installé dans un secteur de prairie humide à touradons de molinie (Fig.101). Il se situe environ 75 mètres à l'aval d'une rupture de pente où naissent de nombreuses sources. La pente du versant est ici de l'ordre de 5 à 7%. Dans ce piézomètre, si le niveau de la nappe peut remonter près de la surface (-10 cm), il se situe la majeure partie du temps (95% des relevés) entre 28 et 40 cm de profondeur (Fig.102). Nous pouvons donc nous interroger sur les relations entre la nappe du versant et celles du macrotope à l'amont (P14) et à l'aval (P8 ou P20).

Figure 101 - Localisation des piézomètres sur le versant sud-ouest de la Roche Gourgon



A l'image de l'analyse présentée dans le chapitre précédent, nous nous sommes intéressé tant aux profondeurs de la nappe qu'aux variations du niveau d'eau entre deux relevés. La dynamique particulière de la nappe du versant (P13) se traduit par des coefficients de corrélation généralement situés autour de 0,55 pour les profondeurs de la nappe et 0,4 pour les variations du niveau d'eau entre deux relevés. Les nuages de points des profondeurs de la nappe s'inscrivent dans un triangle rectangle dont les côtés correspondent à l'amplitude entre les plus hauts et les plus bas niveaux mesurés dans les piézomètres (Fig.100). Il apparaît que les niveaux de P13 sont mieux corrélés avec ceux des mésotopes de tourbière haute bombée (P8, r=0,55) et de tourbière de couverture (P20, r=0,58) situés plus de 300 m à l'aval qu'avec ceux du mésotope de tourbière basse de source situés 75 m à l'amont (P14 ; r=0,33). Ces valeurs semblent nous indiquer que si les fluctuations du niveau de la nappe dans la tourbière de source à l'amont ont peu d'impact sur la nappe de versant, il existe un lien entre la présence de tourbe à l'aval et le fonctionnement de celle-ci. Afin de mieux comprendre la nature de cette relation, nous avons décomposé le nuage de points en fonction des saisons (Fig.102). Nous pouvons ainsi remarquer d'un point de vue statistique que les variations du niveau d'eau dans P13 sont mieux corrélées avec celles de P8 durant l'été et le printemps (r=0,48 et r=0,44, contre r=0,25 à l'automne). De même, la relation entre les niveaux d'eau de P13 et P20 est meilleure l'été (r=0,66) que le reste de l'année (0,53 au printemps et 0,54 en automne). Ainsi, il semble que durant les périodes estivales les zones tourbeuses évoluent de manière similaire à la nappe du versant, voire influencent celle-ci. Comment pouvons nous expliquer cette relation ? Cela suppose que les niveaux d'eau de la nappe de versant durant la période estivale répondent d'une dynamique semblable à celle des zones tourbeuses situées en aval.

Figure 102 - Relations entre les niveaux de nappe le long du versant sud-ouest de la Roche Gourgon



Il apparaît que durant cette période la nappe du versant ne connaît que de faibles fluctuations entre 35 et 40 centimètres de profondeur. La relative constance du niveau d'eau en profondeur peut s'expliquer par la combinaison de deux éléments :

- Tout d'abord, la présence dans les sols de versant d'un horizon induré et imperméable, situé à faible profondeur est liée aux alternances de gel / dégel lors des dernières périodes froides [Etlicher 1986].
- Ensuite, parce qu'un verrou hydaulique en bas de versant limiterait le débit de la nappe à l'aval et permettrait son maintien. Ce verrou pourrait être constitué par la tourbière, dont la conductivité hydraulique, nous l'avons vu, est beaucoup plus faible. Cette hypothèse inspirée de celle proposée par le bureau d'étude CESAME dans le cadre d'un rapport sur les zones humides des bassins versants de la Borne et du Lignon [Cesame 2006], sera développée et discutée plus loin.

Ainsi, en période sèche, la nappe se stabilise à un certain niveau, comme cela peut être le cas dans les bombements ombrotrophes (P8 ; Fig.101). Cela explique les meilleurs coefficients de corrélation pour les valeurs estivales. Ils sont plus faibles pour les périodes humides parce que les écoulements dans les sols de versant sont plus rapides que dans les tourbières.

Ainsi, comme nous l'indiquions pour le site de l'Etui, la position du complexe tourbeux dans le bassin versant, notamment en relation avec les systèmes de pentes et les formations superficielles, explique le maintien du caractère humide de certains secteurs qui sans la tourbière s'assècheraient.

6.2.1.2 Chimie de l'eau dans la tête de bassin versant

La connaissance des propriétés physico-chimiques de l'eau et le traçage isotopique nous permettent d'aller plus loin dans l'analyse des relations entre les versants et le macrotope de Gourgon. En effet, les processus biologiques et chimiques qui modifient les propriétés de l'eau se produisent dans des conditions spécifiques qui peuvent nous apporter des indications sur la dynamique des écoulements. Les paramètres physico-chimiques ont été analysés par J. Barbe (Laboratoire Diagnose des Systèmes Aquatiques - CEMAGREF Lyon), F. Gal (Laboratoire de Transferts Lithosphériques - Université Jean Monnet - UMR 6524 "Magmas et Volcans") effectuant les analyses isotopiques par spectrométrie de masse.

Tableau 17 - Analyses chimiques de l'eau à Gourgon

Nitrates, Nitrites, Azote ammoniacal et Orthophosphates		10/05/2005				28/06/2005			
		NO_2	NO_3	NH_4^+	PO_4^{3-}	NO_2	NO_3	NH_4^+	PO_4^{3-}
1 Tourbière	Piézomètre n°10	0.06	0.4	1.05	1.25				
2 Versant Ouest	Source	<0.02	0.4	<0.04	0.06	<0.02	<0.03	<0.04	0.04
3 Chorsin aval	Ruisseau	<0.02	<0.3	<0.04	0.04	<0.02	<0.03	<0.04	0.04
4 Tourbière	Piézomètre n°13	0.05	0.5	0.12	0.13	0.04	<0.03	0.11	0.08
5 Versant Est	Source	<0.02	0.5	0.26	<0.03	<0.02	<0.03	0.43	<0.03
6 Tourbière	Piézomètre n° 1					0.07	<0.03	0.06	<0.03
7 Tourbière	Piézomètre n° 4					0.12	<0.03	0.51	0.22
8 Chorsin amont ouest	Ruisseau					<0.02	<0.03	<0.04	0.1
9 Tourbière	Piézomètre n° 12					0.03	<0.03	<0.04	0.15

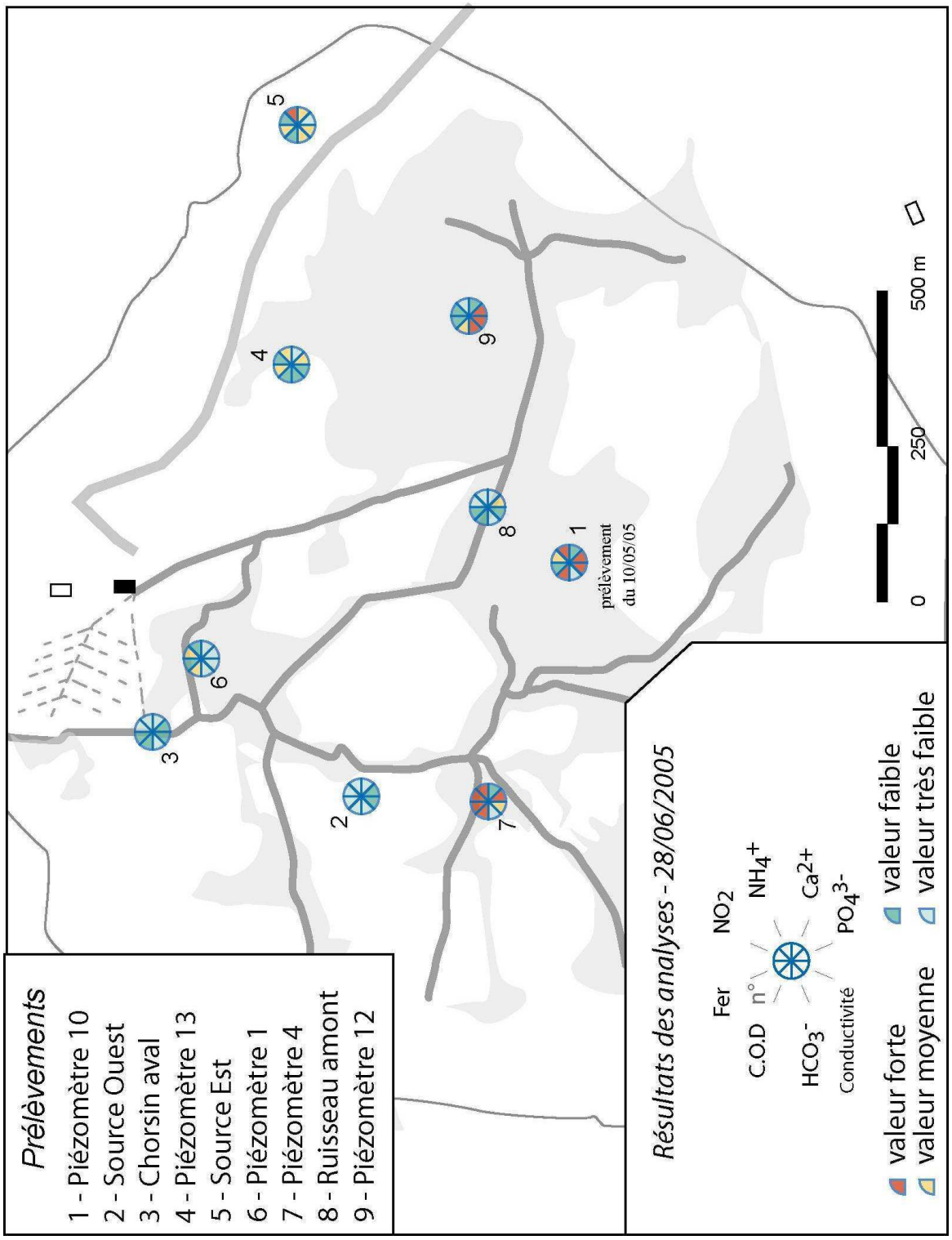
Fer total, dissous, Carbone Organique Dissous et Hydrogénocarbonate		10/05/2005				28/06/2005			
		Fer total	Fer dissous	C.o.s	HCO_3^-	Fer total	Fer dissous	C.o.s	HCO_3^-
1 Tourbière	Piézomètre n°10	**1**	**0.4**	**25**	**90**				
2 Versant Ouest	Source	**0.35**	**<0.05**	**0.35**	**<15**	**0.275**	**<0.05**	**0.85**	**<15**
3 Chorsin aval	Ruisseau	**0.2**	**0.15**	**4.3**	**<15**	**0.311**	**0.143**	**3.6**	**<15**
4 Tourbière	Piézomètre n°13	**14.8**	**1.75**	**2.5**	**20**	***31.775***	**1.136**	**3.35**	**15**
5 Versant Est	Source	**5.85**	**1.4**	**2.85**	**20**	**9.341**	**1.327**	**4.15**	**25**
6 Tourbière	Piézomètre n° 1					***65.732***	**0.419**	**7.25**	**<15**
7 Tourbière	Piézomètre n° 4					***238.1***	**4.708**	**24.8**	**<15**
8 Chorsin amont ouest	Ruisseau					**0.996**	**0.114**	**2.95**	**<15**
9 Tourbière	Piézomètre n° 12					***19.86***	**0.801**	**8.7**	**40**

en rouge, ne pas prendre en compte car le fer est lié à la forte quantité de MES

Conductivité, pH, Matière En Suspension et Calcium		10/05/2005				28/06/2005			
		Cond.	pH	M.E.S	Calcium	Cond.	pH	M.E.S	Calcium
1 Tourbière	Piézomètre n°10	**165**	**6.7**	**66**	**34**				
2 Versant Ouest	Source	**15**	**5.9**	**8**	**<5**	**20**	**6.26**	**38**	**<3**
3 Chorsin aval	Ruisseau	**15**	**6**	**2**	**<5**	**20**	**5.79**	**5**	**<3**
4 Tourbière	Piézomètre n°13	**20**	**5.9**	**278**	**<5**	**25**	**6.42**	**615**	**<3**
5 Versant Est	Source	**40**	**5.6**	**11**	**<5**	**45**	**5.5**	**20**	**4**
6 Tourbière	Piézomètre n° 1					**15**	**5.45**	**2394**	**<3**
7 Tourbière	Piézomètre n° 4					**40**	**5.87**	**14531**	**3**
8 Chorsin amont ouest	Ruisseau					**20**	**5.74**	**16**	**<3**
9 Tourbière	Piézomètre n° 12					**55**	**5.38**	**3371**	**3**

analyses réalisées par BARBE J. - CEMAGREF, Lyon

Figure 103 - Résultats des analyses d'eau du 28 juin 2005



Les points de prélèvement ont été choisis pour être représentatifs de l'eau circulant dans les nappes de versant (source, ruisseau, piézomètre) et dans la tourbière (piézomètre, chenal incisé dans la tourbe). Ils ont été effectués début mai et fin juin 2005 (Tab.17 et Fig.103).

Pour mieux faire apparaître les variations des propriétés physico-chimiques de l'eau, nous avons classé les valeurs en quatre catégories : très faible, faible, moyenne et forte. Les seuils ont été définis de manière statistique en fonction de la distribution des valeurs. Les valeurs dites « très faibles » correspondent à l'eau de pluie. En effet, l'eau de pluie est pure (pH typique de 5,6), et si elle peut s'acidifier au contact du CO_2 atmosphérique et des oxydes d'azote issus de l'activité bactérienne, des orages ou des incendies, c'est principalement en circulant dans les sols que ses propriétés physico-chimiques changent.

Les résultats des campagnes de mesure, nous permettent de confirmer un certain nombre d'observations que nous avons pu faire en étudiant les processus de circulation de l'eau dans les sols de versant et dans la tourbe.

- Il apparaît ainsi que l'eau qui s'infiltre dans l'arène granitique circule rapidement. En effet, les propriétés de l'eau prélevée dans une source au pied du versant ouest (prélèvement n°2) sont très proches de celle de l'eau de pluie (Fig.103). De même, nous remarquons que les caractéristiques de l'eau prélevée dans le Chorsin, à l'aval (prélèvement n°3), comme à l'amont (prélèvement n°8) sont peu influencées par celles de l'eau prélevée dans la tourbe (prélèvements n° 7, 1 et 9). Cela confirme que l'eau qui circule dans le réseau hydrographique draine principalement la nappe contenue dans l'arène granitique.
- La circulation très lente de l'eau dans la tourbe permet d'importantes modifications des propriétés chimiques de l'eau issue des précipitations. Cela se traduit au niveau des valeurs de conductivité, mais également des teneurs en orthophosphates (PO_4^{3-}) ou en carbone organique dissous qui sont toujours plus fortes que dans le reste du bassin versant. Ces concentrations s'expliquent par le phénomène de dégradation de la matière organique liée au processus de turfigènèse. Les fortes teneurs en fer total doivent être prises avec précaution pour deux raisons. Elles peuvent être liées à la forte quantité de matières en suspension des échantillons, mais surtout, elles correspondent à des prélèvements effectués dans des piézomètres qui sont ancrés à la surface du sol par une barre métallique. Les variations des concentrations en nitrite (NO_2) et en azote amoniacal (NH_4^+) peuvent nous indiquer l'intensité des processus d'oxydation de l'azote dans la tourbe. À ce titre, nous constatons que dans les mésotopes de tourbière

haute (P10, prélèvement n°1 et P4, prélèvement n°7) les concentrations en NO_2 et NH_4^+ sont plus importantes que dans les secteurs de lagg (P12, prélèvement n° 9) et de tourbière basse (P1, prélèvement n°6).

- Nous pouvons également remarquer, sur le versant Est du bassin versant (prélèvements n°4, 5 et 9), les concentrations légèrement plus importantes de l'eau en hydrogénocarbonates (HCO_3^-). De même, les valeurs en fer dissous sont très proches entre l'eau de la source (prélèvement n°5) et celle de la nappe de versant (P13 ; prélèvement n°4). Nous pouvons penser que ces teneurs sont en relation soit avec les apports d'engrais sur la parcelle située sous la Roche Gourgon (toutefois cela n'apparaît pas pour le prélèvement n°5 concernant les valeurs des orthophosphates PO_4^{3-}).

L'utilisation des méthodes du traçage isotopique a été expérimentée en deux étapes. Les rapports entre les isotopes lourds et les isotopes légers (^{18}O, ^{16}O, ^{2}H, ^{3}H) sont exprimés par rapport à la valeur étalon appélée « Standard Mean Ocean Water », représentative de la totalité de l'hydrosphère.

$$\delta = \frac{\text{R échantillon - R étalon}}{\text{R étalon}} \times 1000 \qquad \text{avec} \qquad R = \frac{^{18}O}{^{16}O} \text{ ou } \frac{^{2}H}{^{1}H}$$

Les valeurs S.M.O.W. sont : $\frac{^{2}H}{^{1}H} = 155{,}76 \pm 0{,}05 * 10^{-3}$ et $\frac{^{18}O}{^{16}O} = 2\,005{,}2 \pm 0{,}43 * 10^{-3}$.

	Campagne de mesure du 18 mai 2004	Cond	pH	t°	$\delta^{18}O$ (‰ SMOW)	$\delta^{2}H$ (‰ SMOW)
M25	Eau précipitation	19	6.38		-9.39	-63.7
M50	Chorsin exutoire, Thalimède	13	6.04	9.8	-10.03	
M41	Affluent Chorsin, versant ouest	11	6.15	8.6		
M43	Source bas du versant ouest (prox. P16)	15	5.45	5.6		
M48	Chorsin amont, sous P9	12	5.8	7		
M33	Affluent jasserie Nord, prox. P1	16	5.86	9.1		
M34	Source Est amont jasserie	38	6.6	6.7	-10.82	
M35	Drain, béal jasserie Gourgon	13	6	9.7		
M36	Source versant Est (prox. P14)	24	5.74	6.7	-10.45	
M37	Chorsin amont, prox. P20	14	6.03	7.4		
M38	Source sous Roche Gourgon	17	5.7	7.6	-10.84	-77

	Campagne de mesure du 1 avril 2005	$\delta^{18}O$ (‰ SMOW)
M50	Chorsin exutoire (Thalimède)	-10.26
M19	Piézo 19	-8.93
M12	Piézo 12	-9.95
M13	Piézo 13	-10.47
M18	Piézo 18	-9.84
M25	Eau précipitation	-8.93

Tableau 18 – Résultats des mesures isotopiques à Gourgon

Dans un premier temps, nous nous sommes plus particulièrement intéressé aux rapports isotopiques de l'eau prélevée sur le versant Est du bassin versant sous la Roche Gourgon (campagne du 18 mai 2004 – Tab.18). Les valeurs de l'oxygène 18 ne font pas apparaître de différences significatives entre les différents points de mesure et sont conformes, de part l'altitude du site, à la droite des eaux météoriques [Craig 1961]. Il s'agit donc d'eau de pluie rapidement infiltrée qui n'a pas subi de changement d'état ou de mélange. Nous pouvons noter que l'eau qui s'écoule à l'exutoire possède des propriétés isotopiques semblables à l'eau des précipitations et des nappes de versant.

Dans un deuxième temps, nous nous sommes donc intéressé à l'eau contenue dans la tourbière (campagne du 1er avril 2005 – Tab.18). En ce début de printemps 2005, la signature très spécifique des eaux de fonte du manteau neigeux (valeurs < -9,5 ‰) permet de bien observer la contribution des différentes nappes aux écoulements du bassin versant. Sur les versants, comme c'est le cas pour le versant Est (M13), et dans le Chorsin à l'exutoire (M50), l'eau de fonte alimente les écoulements de surface et les nappes. Dans le macrotope tourbeux, à cause de la faible épaisseur et de la discontinuité du manteau neigeux, les secteurs qui concentrent les écoulements (M12 et M18) font apparaître des rapports isotopiques plus faibles que les mésotopes de tourbière haute (M19) uniquement alimentées par les précipitations (M25).

Nous pouvons donc faire un bilan des observations concernant les relations entre les nappes de versant et le macrotope de Gourgon. En occupant, la partie centrale du vaste amphithéatre que constitue la tête de bassin versant, les tourbières jouent un rôle important dans la dynamique hydrologique. Compte tenu des propriétés des écoulements dans la tourbe, il n'y a pas d'échanges d'eau importants avec les nappes de versant comme les traduisent les analyses chimiques. Le réseau hydrographique draine principalement les nappes des formations minérales contenues sous la tourbe. Toutefois, la présence des tourbières influe sur la vidange de ces nappes. Elles constituent également en bas de versant des obstacles au ruissellement. Elles augmentent ainsi le temps de concentration dans le bassin versant.

6.2.2 La tête de bassin versant du Chantereine

Au sein de la tête de bassin versant du Chantereine (85 ha), les mésotopes de tourbières basses représentent 5,6 hectares, répartis en 7 unités de taille variable (500 m^2 à 2,6 ha) et positionnés dans les fonds de vallon. Ces mésotopes, par leur microtopographie de surface et leur position vis-à-vis des versants, semblent bien connectés, d'un point de vue hydraulique, aux nappes contenues dans les formations minérales de la tête de bassin versant. L'analyse des niveaux d'eau dans les piézomètres situés en bordure de la tourbière de la Prenarde, nous apporte, dans un premier temps, des informations intéressantes. Nous nous intéresserons ensuite aux suivis des propriétés physico-chimiques de l'eau et présenterons des essais de modélisation du fonctionnement hydrologique de la tête de bassin versant du Chantereine.

6.2.2.1 Relations entre les versants et la tourbière

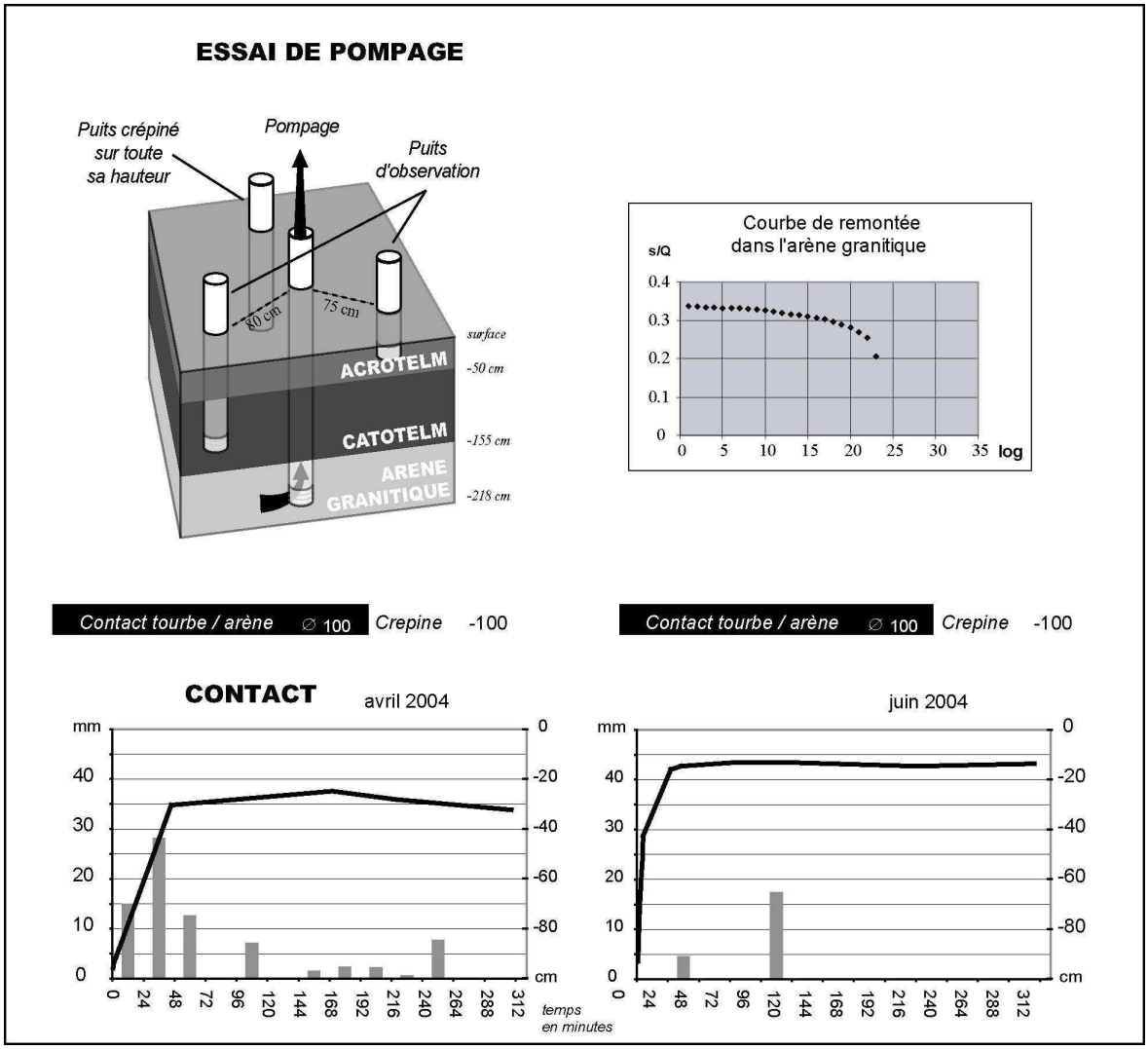
Il s'agit à la fois de voir dans quelle mesure l'eau des versants peut alimenter la tourbière en eau et inversement. Pour cela, nous pouvons nous intéresser aux vitesses de circulation de l'eau au contact de la tourbe et des formations minérales, mais également aux relations entre les variations des niveaux de nappe de la tourbière et des zones de transition hydromorphes qui la bordent.

a - Relations hydrauliques à l'interface tourbière / formation minérale

Pour faire apparaître les liens entre la nappe d'eau contenue dans les formations minérales arénacées situées sous la tourbe et la nappe d'eau de la tourbière, nous avons réalisé un essai de pompage (pumping tests) ou essai d'aquifère (aquifer test), méthode classique en hydrogéologie. Cet essai a été réalisé en collaboration avec Djamel MIMOUN, chargé de recherche au centre Sciences, Informations et Technologies de l'Environnement de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint Etienne.

Il s'agit en effet de pomper à débit constant dans un puits et de mesurer dans ce puits et dans un ou plusieurs piézomètres d'observation situés à proximité, le rabattement de la nappe (drawdown) ou la récupération du niveau d'eau après l'arrêt du pompage (recovery). Nous avons donc mis en place ce type de dispositif, en pompant dans l'arène sous la tourbe et en observant les variations du niveau d'eau dans le catotelm et dans l'acrotelm (Fig.104).

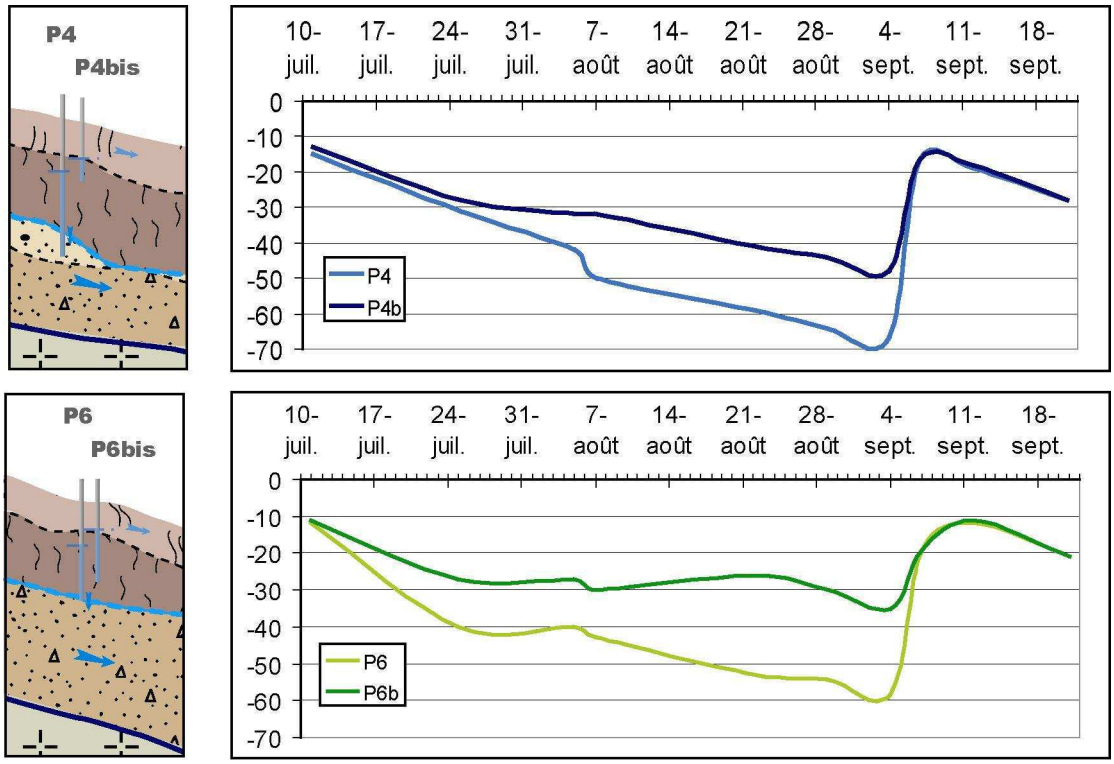
Figure 104 - Vitesses de circulation de l'eau à l'interface tourbière / formations minérales



Lors de l'essai, le puits de pompage s'est très rapidement vidé, sans que nous n'observions d'impact sur les niveaux d'eau dans les piézomètres d'observation de l'acrotelm et du catotelm. L'analyse du temps de remontée de la nappe dans le puits d'observation après l'arrêt du pompage, nous a permis de calculer une conductivité hydraulique de l'ordre de 3,7 $^{E-06}$ m.s^{-1}, pour les formations d'arène granitique remaniée situées sous la tourbe (Fig.104). Si l'eau peut y circuler plus vite que dans la tourbe, ces formations minérales sablo-graveleuses, dont la proportion de fines (argiles et limons) ne dépasse pas 30% [Cubizolle 2005b], restent moyennement à peu perméables en raison des phénomènes de compaction hérités des périodes froides [Etlicher 1986, Van Vliet-Lanoë 1988].

Les relations hydrauliques entre la nappe de la tourbière et celle des formations sous jacentes sont très faibles, or perturbations anthropiques.

Figure 105 - Niveaux dans les piézomètres doublés (P4 et P6)



En effet, au cours de notre période de mesure nous avons doublé certains piézomètres. En effet, les tubes étant crépinés sur toute leur hauteur, l'ancrage des piézomètres dans la formation sablo-graveleuse favorise artificiellement les relations hydrauliques entre la tourbe et l'arène. Ainsi, les piézomètres dits « bis » ne sont installés que dans la tourbe (Fig.105). Il est intéressant de constater que si l'hiver, les niveaux dans les piézomètres doublés sont identiques, nous pouvons observer un décalage l'été. La perforation des horizons de tourbe du catotelm favorise l'écoulement de l'eau vers la formation minérale dans laquelle l'eau circule plus vite.

Toutefois, il ne faut pas considérer la base de la tourbière comme un horizon imperméable qui rendrait captive la nappe contenue dans l'arène remaniée. Les mesures effectuées par choc hydraulique, au contact de la tourbe et de l'arène (Fig.104), font apparaître un ajustement de la nappe suivant des vitesses qui peuvent varier de 4 $^{E-05}$ m.s^{-1} à 4 $^{E-06}$ m.s^{-1}. Le niveau d'eau dans le tube s'équilibre ensuite avec le niveau de la nappe dans la tourbe correspondant aux conditions climatiques. Cela illustre l'absence d'horizon imperméable entre la tourbe et la formation sablo-graveleuse, qui aurait pu entraîner un phénomène d'artésianisme compte tenu de la configuration topographique du site et de l'altitude de la zone d'alimentation de la nappe à l'amont de la tourbière (1128 m). Les nappes de la tourbière et de l'arène remaniée répondent donc d'une même dynamique.

Pour conclure, nous pouvons donc affirmer que les relations hydrauliques entre le catotelm et l'arène remaniée étant très faible, la majeure partie des échanges d'eau entre le bassin versant et la tourbière s'effectue latéralement dans l'acrotelm, mais surtout en surface via le ruissellement.

b - Fonctionnement de la zone hydromorphe de transition

Les dynamiques des niveaux piézométriques dans les zones de transition hydromorphes (Type 4 et Type 5 – Fig.90, p260) ayant été décrites dans le chapitre précédent, nous ne nous intéresserons ici qu'aux relations entre les niveaux piézométriques de la tourbière et ceux en périphérie, à la base des versants.

Tout d'abord, nous pouvons nous intéresser au cas de la base du versant nord-est (Type 4). Il s'agit d'un secteur où l'eau provient des précipitations et de la nappe de versant contenue dans les arènes. Les nuages de points des relations entre les piézomètres 1, 10 et 12 se caractérisent par une tendance exponentielle (Fig.106). Cette relation traduit un décalage dans la chute des niveaux piézomètriques. Prenons l'exemple de la relation entre les niveaux d'eau des piézomètres 10 et 12. On lira le graphique de la manière suivante : alors que le niveau d'eau de P12 chute, le niveau de P10 reste proche de la surface ; lorsque le niveau de P12 atteint -70cm, le niveau de P10 commence à chuter.

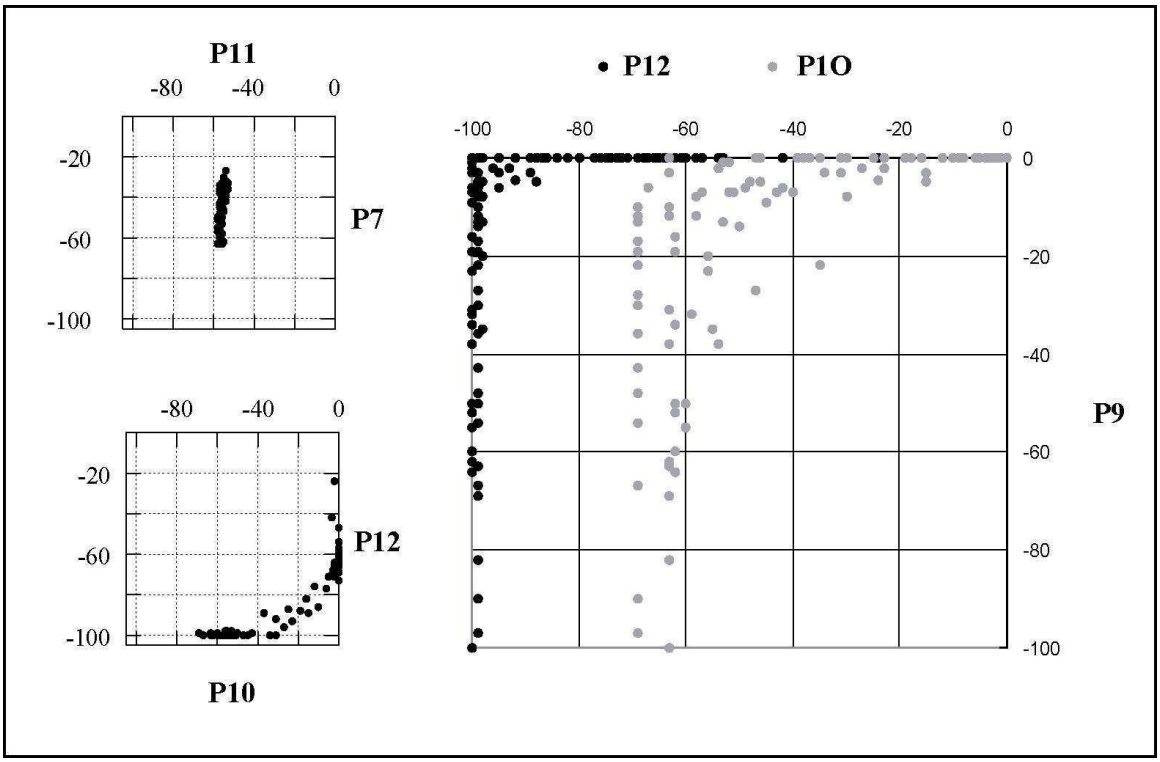
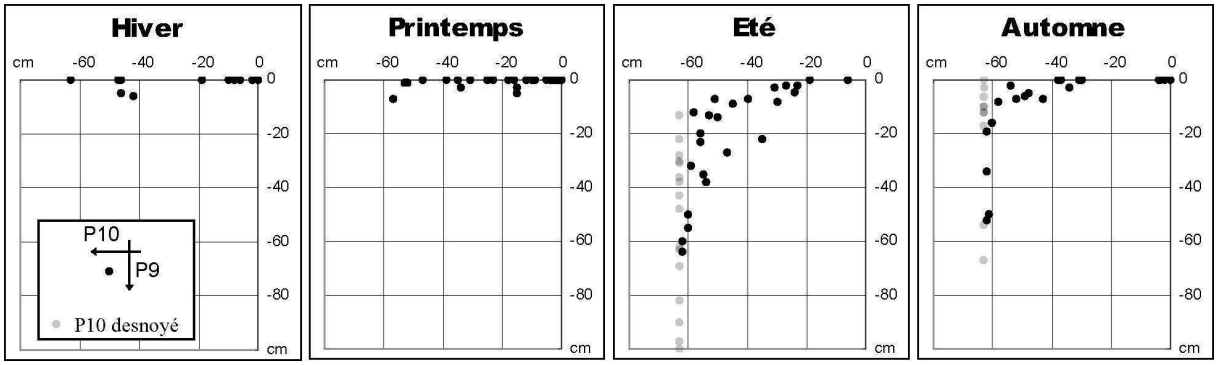


Figure 106 - Relations des niveaux de P10, P11 et P12 avec ceux de la tourbière

Figure 107 - Relations saisonnières le long du versant nord-est (P10 et P9)



Compte tenu de la localisation des piézomètres 10 et 12, cela traduit la pente de la nappe sur le versant nord-est. Ainsi, c'est logiquement que le nuage de points mettant en jeu P9 et P10 fait apparaître une meilleure relation que celui mettant en jeu P9 et P12, plus haut sur le versant, et ce, d'autant plus que la proximité de l'interfluve (moins d'une centaine de mètres) limite la zone d'alimentation de la nappe.

Les niveaux de la nappe sur le versant (P10) et dans la tourbière (P9) sont en relation durant l'été et l'automne, l'hiver et le printemps le mésotope de la Prenarde étant pratiquement totalement saturé en eau (Fig. 107). L'été, comme le fait apparaître le nuage de points, alors que la nappe s'abaisse sur le versant (-30 cm), le niveau d'eau dans la tourbière reste relativement haut (entre 0 et -5 cm). Nous observons que lorsque la nappe s'abaisse sous 50 cm de profondeur sur le versant, la baisse du niveau P9 s'accèlere. N'ayant pas pu suivre l'évolution de la nappe de versant au dessous de 65 cm de profondeur (présence de blocs empêchant l'installation du piézomètre plus profondement) la forme du nuage de points pour les très bas niveaux de nappe est malheureusement biaisée. Il n'en demeure pas moins qu'elle permet de bien faire apparaître la bonne relation entre le fonctionnement des nappes durant l'été et dans une moindre mesure l'automne.

Le cas de la zone hydromorphe qui fait le contact entre le versant ouest et la tourbière (P11 - type 5) présente une situation totalement différente, puisque, comme nous l'avons montré plus avant, le niveau dans le piézomètre 11 se caractérise par sa très grande stabilité (Fig. 90 – p260). Cela traduit une alimentation pérenne de la nappe à la base du versant ouest, indépendante des conditions climatiques, qu'il s'agisse de l'apport des précipitations, mais également des pertes par évapostranspiration ou écoulement. Cela pose donc la question du mode d'alimentation de la nappe, mais également des relations hydrauliques avec les secteurs de la tourbière située à l'aval. Les différents nuages de points pour le piézomètre 11 traduisent une indépendance des niveaux de la nappe avec les autres secteurs de la

tourbière (Fig. 106). Le niveau de la nappe, qui se situe à son altitude maximale dans la tourbière (1127,32 m), ne semble jamais être en relation avec les variations du niveau de l'eau dans la boulaie mature située à l'aval (Type 3, P7). Si la présence d'un ancien fossé de drainage, aujourd'hui largement comblé, peut être un élément perturbant les relations hydrauliques entre ces deux secteurs, il semble que le débit de la nappe à la base du versant soit limité par les très faibles vitesses d'écoulement dans la tourbe. Ainsi, l'eau qui s'infiltre le long du versant Ouest de la tête de bassin versant (450 m de long avec une pente moyenne supérieure à 15%), alimente la nappe qui remonte le long du versant parce que son débit de vidange au contact de la tourbière est contraint par celle-ci. Comme la tête de bassin versant du Chorsin sur le sud-ouest de la Roche Gourgon, la tourbière de la Prenarde semble jouer un rôle de verrou sur les écoulements des nappes de versant [Cesame 2006]. L'analyse des mesures des paramètres physico-chimiques de l'eau circulant dans le bassin versant, que nous allons voir maintenant, peut nous apporter de nouveaux éléments de compréhension des relations entre les nappes de versant et les tourbières.

6.2.2.2 Chimie de l'eau

Comme pour la tête de bassin versant du Chorsin, l'ensemble des analyses a été effectué par J. Barbe (Laboratoire Diagnose des Systèmes Aquatiques - CEMAGREF Lyon) et F. Gal (Laboratoire de Transferts Lithosphériques - Université Jean Monnet - UMR 6524 "Magmas et Volcans"). Quatre campagnes de mesures des paramètres physico-chimiques ont été effectuées en 2004 et 2005 afin de prendre en compte les dynamiques spatiales et temporelles des écoulements. Les prélèvements ont été effectués dans le réseau hydrographique et dans les piézomètres pour la tourbière de la Prenarde.

La première remarque que nous pouvons faire concerne les caractéristiques de l'eau contenue dans la tourbe (Tab.19). Comme pour Gourgon, l'eau de la tourbière présente des caractéristiques très différentes de l'eau des précipitations ou de l'eau qui s'écoule dans le bassin versant. Cela se traduit par des valeurs de conductivité dans la tourbe quatre à cinq fois plus fortes que pour l'eau précipitée (31 aôut 2004 et 05 avril 2005). Dans l'eau de la tourbière les teneurs en azote amoniacal (NH_4^+), en fer, en carbone organique dissous (C.OD.), en hydrogénocarbonate (HCO_3^-), en orthophosphates (PO_4^{3-}), mais également en calcium (Ca^{2+}) sont largement supérieures à celles du reste du bassin versant.

Tableau 19 - Analyses chimiques de l'eau à la Prenarde

			28/06/2005				05/04/2005				31/08/2004				12/05/2004			
Nitrates, Nitrites, Azote ammoniacal et Orthophosphates			PO_4^{3-}	NH_4^+	NO_3	NO_2	PO_4^{3-}	NH_4^+	NO_3	NO_2	PO_4^{3-}	NH_4^+	NO_3	NO_2	PO_4^{3-}	NH_4^+	NO_3	NO_2
1	Amont Ouest	Affluent Chantereine	0.11	<0.04	1	0.03	0.08	<0.04	1.7	<0.02								
2	Amont Nord	Affluent Chantereine	0.1	<0.04	9.4	<0.02	0.13	<0.04	11	<0.02	0.14	<0.04	8.1	<0.02	0.37	<0.04	1.5	<0.02
3	Amont Sud	Ruisseau de Chantereine	0.09	<0.04	1.1	<0.02	0.11	<0.04	1.1	<0.02								
4	Pluviomètre	Sceau	Pas d'eau				0.06	0.36	0.6	0.02	0.07	0.37	0.7	0.04				
5	Eau de surface de la tourbière	Flaque	Pas d'eau				0.05	<0.04	<0.3	<0.02	0.12	<0.04	<0.5	<0.02	<0.03	<0.04	<0.2	<0.02
6	Acrotelm	Piézomètre	0.19	0.05	<0.3	0.04	0.13	<0.04	<0.3	0.02	0.49	1.25	<0.5	<0.02	0.09	0.12	0.7	
7	Catotelm	Piézomètre	0.72	0.41	3	0.2	0.15	1.1	3.2	0.06								
8	Contact tourbe / substrat minéral	Piézomètre	0.2	0.44	3.7	0.07					0.11	1.05	<0.5	0.02	0.07	0.3	<0.2	<0.02
9	Aval tourbière	Ruisseau de Chantereine	0.1	<0.04	0.9	<0.02	0.11	<0.04	1	<0.02	0.1	<0.04	0.9	0.02	0.05	<0.04	0.7	<0.02
Fer total, dissous, Carbone Organique Dissous et Hydrogénocarbonate			HCO_3^-	C.o.d	Fer dissous	Fer total	HCO_3^-	C.o.s	Fer dissous	Fer total	HCO_3^-	C.o.s	Fer dissous	Fer total	HCO_3^-	C.o.s	Fer dissous	Fer total
1	Amont Ouest	Affluent Chantereine	<15	19.1	0.77	0.99	<15	8.1	0.29	0.34								
2	Amont Nord	Affluent Chantereine	<15	3.5	<0.050	0.55	<15	1.8	<0.05	0.68	<15	2	<0.05	0.18	<15	9.2	0.28	0.56
3	Amont Sud	Ruisseau de Chantereine	<15	4.25	0.13	0.22	<15	4.95	0.13	0.25								
4	Pluviomètre	Sceau	Pas d'eau				<15	0.75	<0.05	<0.05	<15	0.8	0.05	0.05				
5	Eau de surface de la tourbière	Flaque	Pas d'eau				<15	7	0.15	0.22	<15	5.9	0.39	2.2	<15	9.35	0.36	0.42
6	Acrotelm	Piézomètre	30	28.3	2.17	3.16	20	13.4	1	3.15	45	28.2	1.7	2.95	45	23.1	1.45	3.45
7	Catotelm	Piézomètre	55	5.65	0.70	1.10	50	16.7	1.6	2								
8	Contact tourbe / substrat minéral	Piézomètre	50	26.3	1.93	2.17					35	28.6	2.15	3.1	45	15	1.3	5.7
9	Aval tourbière	Ruisseau de Chantereine	15	5.5	0.32	0.69	<15	3.6	0.22	0.57	<15	5.2	0.31	0.51	<15	6.55	0.32	0.65
Conductivité, pH, Matière En Suspension et Calcium			Calcium	M.E.S.	pH	Cond.	Calcium	M.E.S.	pH	Cond.	Calcium	M.E.S.	pH	Cond.	Calcium	M.E.S.	pH	Cond.
1	Amont Ouest	Affluent Chantereine	4	7	7.7	35	<5	<2	5.9	30								
2	Amont Nord	Affluent Chantereine	4	17	8.48	45	6	21	6.3	50	<5	9	5.1	50	<5	7	6.3	30
3	Amont Sud	Ruisseau de Chantereine	4	5	7.62	35	<5	5	6.5	35								
4	Pluviomètre	Sceau	Pas d'eau				<5	<2	6.4	20	<5	<2	5.3	15				
5	Eau de surface de la tourbière	Flaque	Pas d'eau				<5	15	6.4	30	<5	36	5.6	35	<5	6	5.5	20
6	Acrotelm	Piézomètre	9	15	5.68	50	7	110	5.9	40	13	34	5.8	80	13	124	6.2	80
7	Catotelm	Piézomètre	15	10	6.39	90	19	16	6.7	95								
8	Contact tourbe / substrat minéral	Piézomètre	19	9	6.5	90					13	41	6	70	10	336	6.2	80
9	Aval tourbière	Ruisseau de Chantereine	5	6	6.42	40	<5	9	6.6	35	<5	3	6.4	40	<5	4	6.5	30

Analyses réalisée par J. BARBE (CEMAGREF, Lyon)

Au sein de la tourbière, de la surface vers la base de la tourbe, les propriétés de l'eau évoluent en relation avec les faibles vitesses de circulation et le niveau de décomposition de la matière organique. Ainsi, qu'il s'agisse de la campagne du 05 avril ou du 28 juin 2005, les taux d'azote amoniacal, liés à la dégradation biologique de l'azote, augmentent avec la profondeur (0,05 à 0,44 $mg.l^{-1}$, le 28 juin 2005). Il en est de même pour le nitrate (NO_3), produit final du cycle de l'azote, le plus stable, dont les teneurs passent de 0,3 à 3,7 $mg.l^{-1}$.

Nous pouvons noter que si dans le catotelm, les teneurs sont toujours très fortes, dans l'acrotelm les paramètres physico-chimiques varient suivant les campagnes. Ainsi, la conductivité qui s'élève à 80 µS le 31 août 2004 n'est que de 40 µS le 05 avril 2005. Il en est de même pour les valeurs de l'azote, puisque la teneur de l'azote amoniacal passe entre ces deux dates de 1,25 à moins de 0,04 $mg.l^{-1}$. Nous pouvons expliquer ces variations en relation avec les conditions climatiques qui ont précédé les prélèvements et influencé l'activité biologique. En effet, la campagne de prélèvements estivale du 31 août 2004 correspond à de bas niveaux de la nappe dans l'acrotelm (niveau moyen proche de -20 cm), alors que celle du printemps 2005 (05 avril) est marquée par une saturation totale. Ainsi, d'une part, les processus de production d'azote amoniacal (activité du phytoplancton, les transformations chimiques et biochimiques des substances azotées organiques et inorganiques) sont ralentis lorsque les températures sont basses (hiver et début du printemps), mais, d'autre part, la fréquence des apports d'eau printaniers et la fonte des neiges contribuent à « diluer » l'eau contenue dans l'acrotelm.

Les rapports $_{18}O$ / $_{16}O$ de l'eau de la tourbière montrent également un écart entre les valeurs de l'acrotelm (-8,79) et du catotelm (-9,19), le 12 mai 2004 (Tab.20). Les caractéristiques de l'eau de l'acrotelm et du catotelm sont donc sensiblement différentes. Le même constat peut être fait avec les valeurs du deutérium. Si la bonne correspondance des valeurs mesurées avec les valeurs théoriques de la droite des eaux météoriques mondiales indique que la pluie s'est infiltrée rapidement, l'écart que nous constatons pour l'acrotelm (valeur théorique -60,3 contre -53,8 mesuré en juin 2005) peut s'expliquer par une phase de stockage de l'eau des précipitations en surface, avant son infiltration, phase au cours de laquelle elle a subi des changements d'état (forte variation de la température de l'eau dans les flaques en surface). Ainsi, en juin 2005 la nappe se situant plus profondément dans la tourbe, l'écart entre la valeur théorique et la valeur mesurée est moins important parce que l'eau, qui s'est infiltrée plus rapidement dans l'acrotelm, a été

moins soumise aux processus de condensation et d'évaporation. Ces processus ne touchant pas les horizons profonds, il est logique que l'on ne constate pas d'écart pour les valeurs théoriques et mesurées du deutérium dans le catotelm (-63,6 pour -63,5 ‰). Nous notons également que les valeurs isotopiques de l'eau du catotelm varient fortement entre les deux campagnes de mesure (Tab.20). Leurs variations peuvent être mises en relation avec l'inertie thermique de ce stock d'eau, dont la température évolue lentement au cours de l'année.

Toujours, à l'échelle de la tourbière, nous constatons que l'eau prélevée dans le piézomètre au contact de la tourbe et des formations minérales (n°6) possède des propriétés similaires à celle de la tourbe, qu'il s'agisse de l'acrotelm ou du catotelm (Tab.19 et Fig.108). Les propriétés isotopiques de l'eau indiquant qu'il ne s'agit pas de mélange d'eau, le piézomètre est alimenté par l'eau des horizons profonds de la tourbière (Tab.19 et 20). Ces valeurs nous permettent de penser qu'il n'y a pas d'échange de la nappe contenue dans l'arène remaniée vers la nappe de la tourbière, les apports d'eau dans la tourbière s'effectuant par la surface.

	12/05/2004	$\delta^{18}O$ (‰ SMOW)	Cond. µs	pH
a	Chantereine aval	-9.28	30.6	5.9
b	Acrotelm	-8.79		
c	Catotelm	-9.19	134.0	6.35
d	Chantereine amont	-9.28	30.0	5.85
e	eau pluie	-12.46	8.4	5.9
f	contact tourbe/arêne	-9.20		
g	source Chantereine	-9.68	10.8	5.16

	28/06/2005	$\delta^{18}O$ (‰ SMOW)
a	Chantereine aval	-8.57
b	Acrotelm	-8.85
c	Catotelm	-8.31
d	Chantereine amont	-8.96
f	Contact	-8.28
h	Affluent Ouest	-8.65
i	Affluent Nord	-9.03

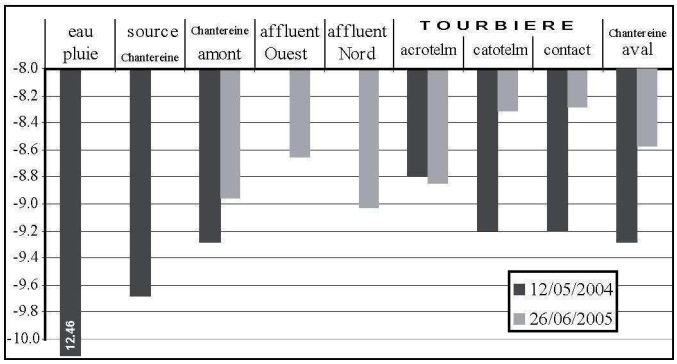
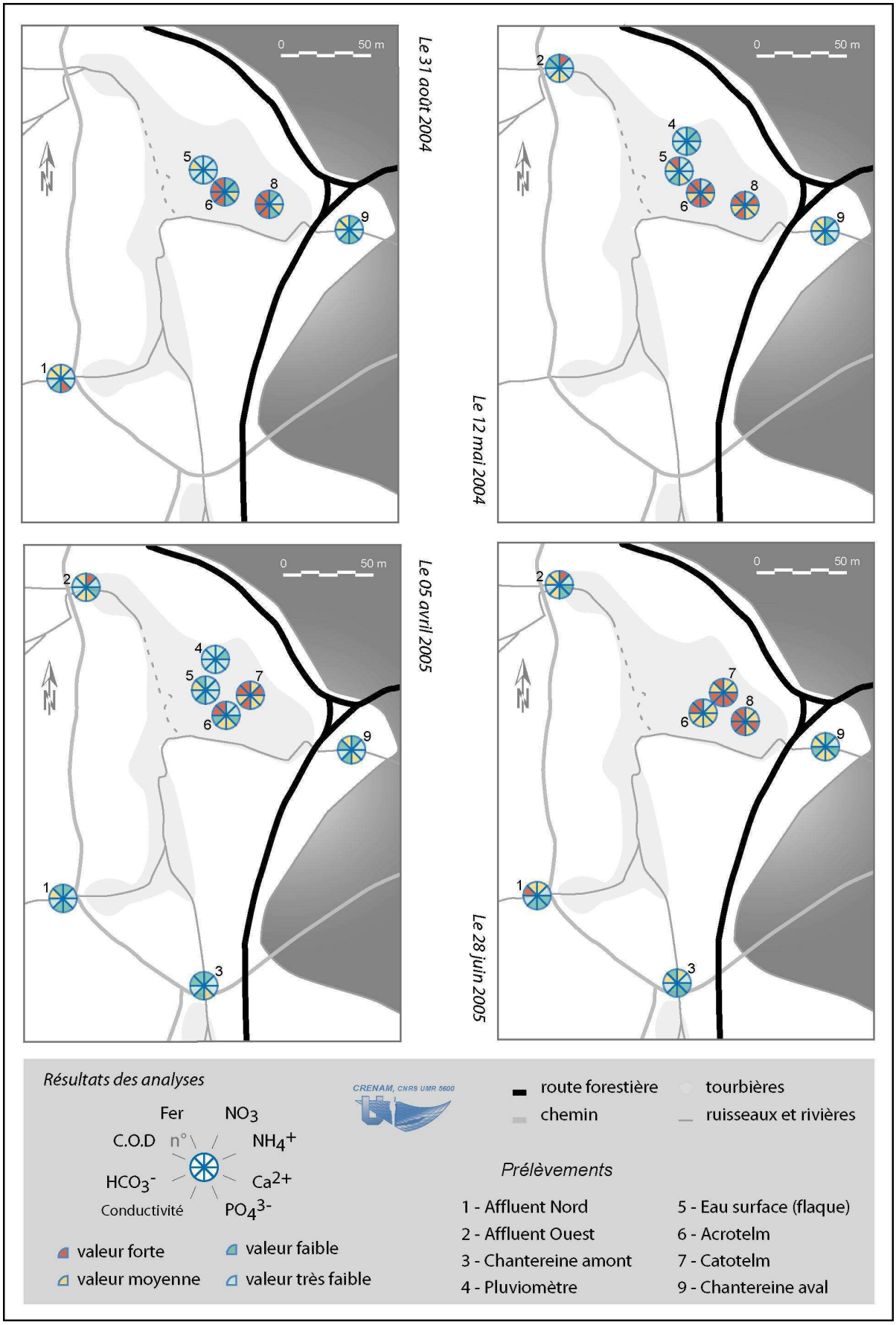


Tableau 20 - Mesures isotopiques à la Prenarde

Les propriétés de l'eau de la tourbière se distinguent très clairement de celle des précipitations. Par conséquent, la contribution du mésotope de la Prenarde à la qualité de l'eau du Chantereine devrait être facilement identifiable dans les prélèvements effectués à l'exutoire. L'ensemble des mesures effectuées montre que l'eau contenue dans la tourbière et celle circulant dans le bassin versant ont des caractéristiques isotopiques (Tab.20) et physico-chimiques (Fig.108) très différentes qui nous permettent de penser que les relations hydrauliques entre les nappes de versant, le réseau hydrographique et le mésotope de la Prenarde sont très faibles.

Figure 108 - Chimie de l'eau à la Prenarde



Si les propriétés de l'eau évoluent de la source jusqu'à l'exutoire, comme le traduisent les rapports isotopiques de l'oxygène le long du Chantereine (de -9,68 à -9,28 le 12 mai 2004), la tourbière de la Prenarde ne semble pas influencer de manière significative les caractéristiques de l'eau qui s'écoule à l'exutoire. Les fortes teneurs en fer, en carbone organique dissous (C.O.D.), en hydrogénocarbonate (HCO_3^-), en orthophosphate (PO_4^{3-}), et en calcium (Ca^{2+}) de l'eau de la tourbière n'apparaissent pas dans l'eau du Chantereine à l'exutoire. Si, en juin 2005, nous observons une évolution significative du pH entre les prélèvements à l'amont et à l'aval de la tourbière (de 7,6 à 6,4), les différences entre les valeurs sont le plus souvent très faibles, voire nulles, comme c'est le cas pour la conductivité ou les orthophosphates le 05 avril 2005.

Les seules évolutions notables concernent les teneurs en fer (total et dissous) puisque les valeurs de l'amont ne représentent que 30 à 50% des valeurs de l'aval. La présence de la tourbière et les fortes concentrations en fer de l'eau peuvent expliquer cette évolution. Les fortes teneurs en fer total dans la tourbière peuvent être mises en relation avec les phénomènes de ruissellement et de stockage (à la surface de la tourbière) de l'eau provenant des versants granitiques. L'hydromorphie permet une libération du fer ferreux en solution (Fe^{2+}), couplée à une minéralisation du carbone organique sous l'action des bactéries du sol [Couture-Mondi et al. 1999, Stemmler et al. 2004]. Le fer ferrique (Fe^{3+}) des sols est réduit en ions ferreux (Fe^{2+}), pendant que le carbone organique est oxydé en dioxyde de carbone gazeux. L'efficacité de ce processus étant favorisée par l'alternance dessication-humidification, il n'est donc pas étonnant d'observer une forte variation du fer dissous entre le 05 avril et le 28 juin 2005, qui correspondent à deux niveaux de saturation de la nappe très différents.

Si à l'exutoire de la tête de bassin versant, les apports d'eau de la tourbière dans le réseau hydrographique paraissent faibles en situation hydrologique normale, certaines valeurs des affluents du Chantereine (Prélèvements n°1 et 2) nous amènent à nous interroger sur les relations entre les petites zones humides situées en amont du mésotope de la Prenarde et les écoulements. C'est par exemple le cas de l'affluent ouest (prélèvement n°1) dont les concentrations en carbone organique dissous et en fer sont proches de celles de la tourbe le 28 juin 2005. Ce ruisseau, qui s'écoule sur des pentes fortes (20%), prend sa source 200 mètres en amont du point de prélèvement, dans une niche de nivation occupée par une petite tourbière (0,09 ha, environ 1 m d'épaisseur). Il traverse à mi-pente une deuxième zone humide (0,05 ha) installée dans une seconde niche de nivation. Les valeurs observées,

en avril et juin 2005, semblent donc traduire un drainage de l'eau des petites zones tourbeuses par le ruisseau qui se traduit au niveau des teneurs en C.O.D., en Fer et dans une moindre mesure en nitrate (NO_3). De même, pour l'affluent nord (prélèvement n°2), nous observons, sur l'ensemble des campagnes, les concentrations en nitrate les plus importantes de la tête de bassin versant. En avril et juin 2005, elles sont trois à quatre fois supérieures à celles de l'eau du catotelm du mésotope de la Prenarde. Ici aussi, le ruisseau prend sa source au niveau d'une zone humide. Il s'agit d'une tourbière basse à sphaigne d'un hectare et de 1,25 mètres d'épaisseur dans la partie centrale, située une centaine de mètres en amont du point de prélèvement, au niveau d'un replat. Dans notre tête de bassin versant où il n'y a pas d'apport d'engrais azotés agricoles, les fortes concentrations en NO_3 semblent illustrer l'impact du destockage par la tourbière des nitrates résultants du processus de nitrification lié à la dégradation de la matière organique.

La position du réseau hydrographique par rapport à la tourbière et la situation hydrologique sont donc déterminantes dans les échanges d'eau. En effet, la majeure partie des entrées et des sorties d'eau de la tourbière s'effectue en surface et dans les premiers centimètres de l'acrotelm. Hormis les petits affluents à faible débit (n°1 et 2), qui naissent directement au cœur de zones humides tourbeuses, les apports d'eau des tourbières aux écoulements du Chantereine sont faibles et n'influent pas significativement sur la qualité de l'eau. Ainsi, de la même manière que pour les prélèvements effectués à l'exutoire, les prélèvements au point 3 (Fig.109), 600 m en aval de la source du Chantereine, ne sont pas marqués par les trois zones humides qu'il traverse en amont (1,8 hectares de tourbières).

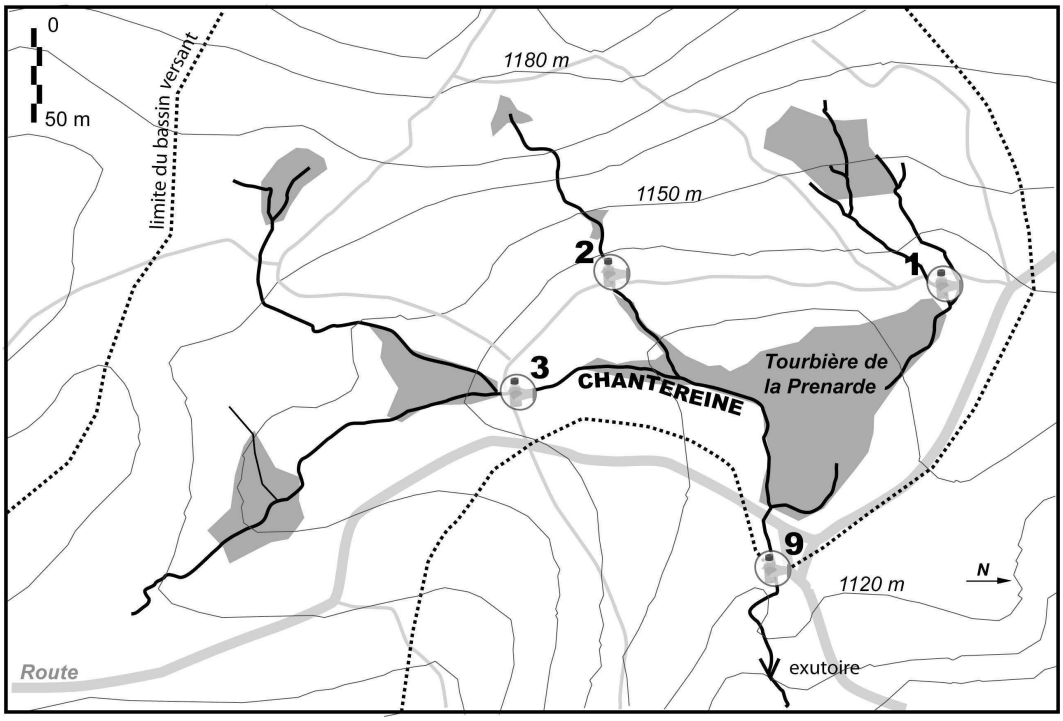


Figure 109 - Prélèvements sur le Chantereine et ses affluents

6.2.3 La modélisation du rôle des tourbières dans le fonctionnement des nappes

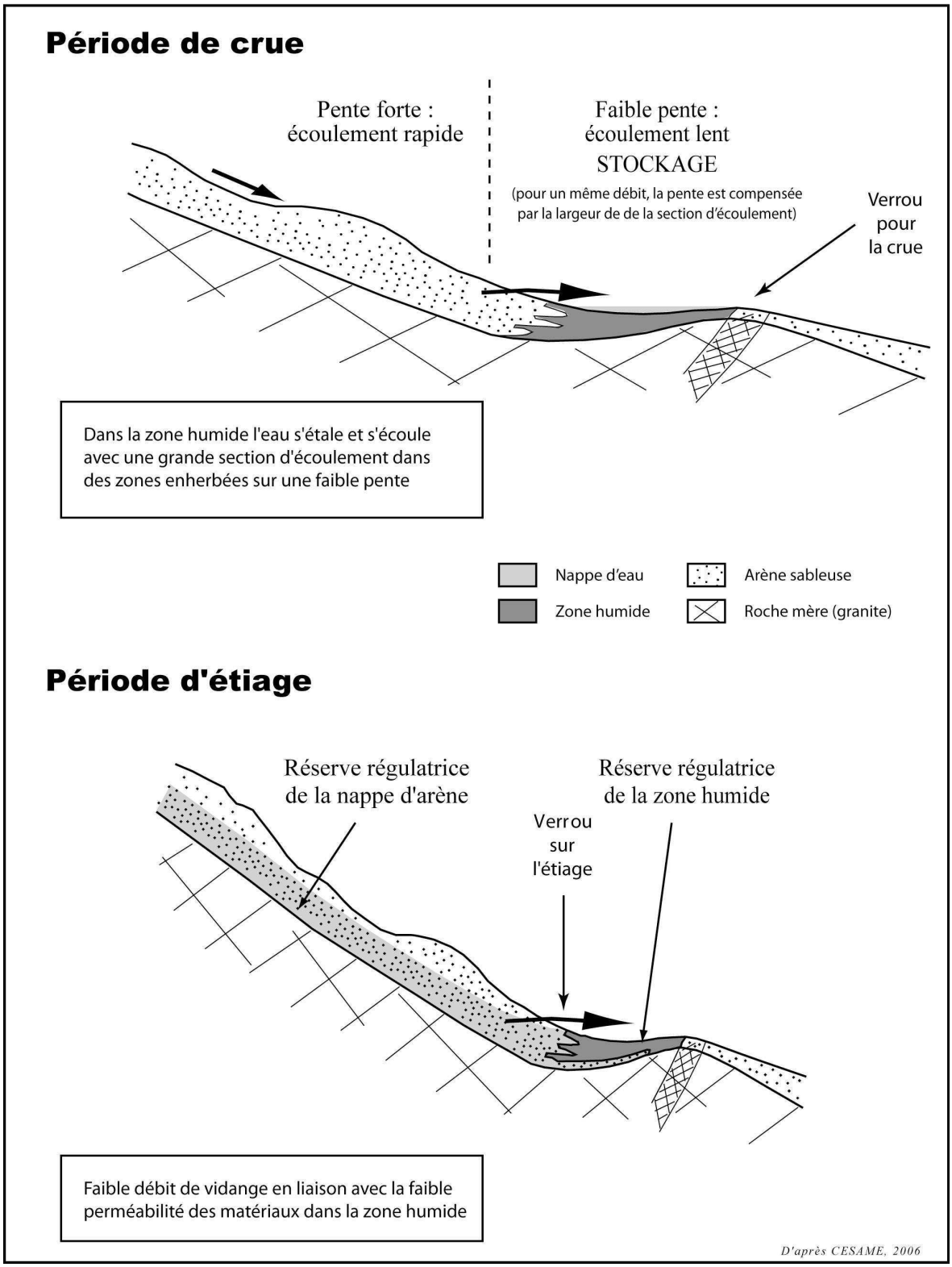
Pour synthétiser le rôle des tourbières dans le fonctionnement des nappes, nous adopterons deux démarches différentes. Dans un premier temps, nous verrons d'un point de vue théorique comment les mesures et observations de terrain permettent de valider le modèle théorique d'impact des zones humides sur les nappes de versant proposées par les hydrogéologues du bureau d'étude CESAME. Ensuite, nous présenterons la démarche de modélisation mathématique que nous avons entreprise pour la tête de bassin versant du Chantereine, et qui doit, à terme, permettre de simuler le rôle de verrou des tourbières vis-à-vis des nappes de versant.

6.2.3.1 Le modèle théorique d'impact des tourbières sur les nappes de versant

L'ensemble du travail de recherche que nous avons mené a fait l'objet de nombreux échanges avec les gestionnaires, les équipes de recherches et les bureaux d'études s'intéressant aux zones humides et plus particulièrement aux tourbières. C'est dans ce cadre que nous avons discuté, avec l'équipe du bureau d'étude CESAME, du fonctionnement des nappes et des écoulements superficiels dans les bassins versants tourbeux. Fort de sa longue expérience de terrain dans le Nord-Est du Massif Central et des observations de terrain réalisées dans le cadre de l'étude pour la restauration de la fonctionnalité hydrologique des zones humides des bassins versants de la Borne et du Lignon [Cesame 2006], le bureau d'étude CESAME a ainsi proposé un modèle théorique du rôle des zones humides de tête de bassin versant vis-à-vis des écoulements (Fig.110).

Ce modèle repose sur la position de ces zones humides entre le versant et le réseau hydrographique. L'impact des tourbières dans la régulation des écoulements, qu'il s'agisse de l'écrêtement des crues ou du soutien des étiages dépasse donc le simple périmètre du système tourbeux. En période de crue, elles constituent une zone tampon du fait de leur position dans des dépressions topographiques, ce qui provoque une diminution de la vitesse d'écoulement des eaux. L'eau est donc momentanément ralentie, voire stockée, d'autant que la rugosité de la végétation de surface accentue le phénomène. En période d'étiage, selon CESAME, elles deviennent des verrous hydrogéologiques. Les milieux humides seraient capables de produire, à surface égale un débit d'étiage 20 fois supérieur à celui des versants sableux (8,1 $l.s^{-1}.km^{-2}$ contre 0,36 $l.s^{-1}.km^{-2}$), en récupérant et tamponnant, en plus de leur propre débit, celui provenant de leur bassin versant.

Figure 110 - Le rôle de verrou des zones humides

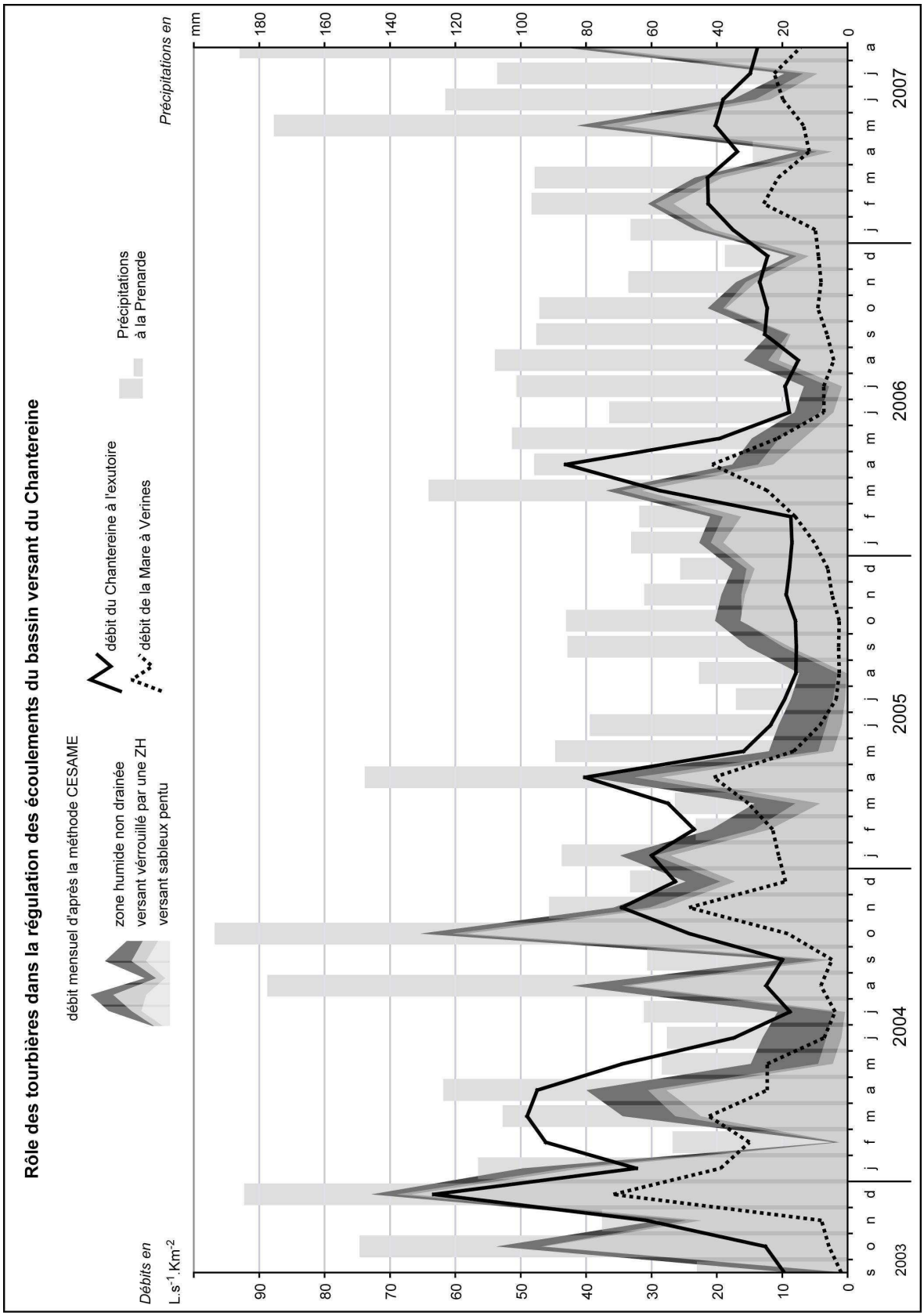


Ainsi, dans ces régions granitiques où il n'existe pas de nappes aquifères significatives, les zones humides sont les seuls réservoirs susceptibles d'assurer un soutien d'étiage. Leur faible perméabilité contribue à limiter le débit de vidange de la nappe de versant située en amont, étendant leur rôle régulateur bien au-delà de leur propre extension géographique. Toutefois, ce modèle de fonctionnement, qui n'a pas été pensé spécifiquement pour les tourbières, n'avait pas fait l'objet d'instrumentation de terrain et de validation par des mesures piézométriques. La tête de bassin versant du Chantereine correspondant en tout point avec le modèle proposé, c'est donc autour de cet objectif de validation que nous nous sommes retrouvé.

Nous avons donc utilisé la méthode de calcul du bilan mensuel du rôle de la réserve régulatrice et de l'impact de la zone humide sur l'étiage [Cesame 2006]. L'idée est de comparer les valeurs de débit obtenues par calcul suivant le modèle théorique, avec les valeurs mesurées à l'exutoire de la tête de bassin versant du Chantereine (Fig.111). Nous constatons qu'en utilisant les paramètres de calcul utilisé par le CESAME, les écarts entre les débits calculés et les débits mesurés sont importants : en hiver et au début du printemps, lorsque les débits du Chantereine sont gonflés par les eaux de fonte des neiges (févier, mars et avril 2004 ; avril 2006 et 2007) ; durant l'automne où le débit du Chantereine n'augmente pas, ou du moins pas autant, que pourraient le permettre les apports des précipitations (octobre 2003 et 2004, automne 2005). Après les périodes sèches de vidange de réserves, cet écart traduit l'importance de la recharge des nappes qui soustrait d'importants volumes d'eau aux écoulements. Il apparaît également que la capacité de stockage de l'eau dans le bassin versant est plus importante que ne l'envisagent les calculs. En situation de basses eaux et d'étiage (juin, juillet et septembre 2004 ; mai, juin juillet et août 2005 ; juin, juillet et septembre 2006) les valeurs de débit calculé correspondent bien aux débits mesurés. C'est le cas pour la tête de bassin versant du Chantereine en utilisant les paramètres des zones humides non drainées (réserve 300 mm et régulation de la réserve 30%). C'est également le cas pour la Mare à Vérines, soit la totalité du haut bassin versant (95,2 Km^2 ; 2,6% de tourbières et sans doute autant de zones humides non tourbeuses), avec les paramètres des versants verrouillés par des zones humides.

Le rôle régulateur des tourbières sur les débits, et particulièrement les débits d'étiages, semble validé. Toutefois, il est nécessaire d'affiner les valeurs de stockage utilisées pour les réserves régulatrices des formations de versant, la part de la pluie efficace alimentant la réserve et celle de la réserve alimentant l'écoulement.

Figure 111 - Application du modèle de régulation des nappes (CESAME) à la tête de bassin versant du Chantereine.



6.2.3.2 Modélisation mathématique du fonctionnement de la tête de bassin versant du Chantereine

Afin de valider les hypothèses concernant les relations entre les nappes, et parce que l'ensemble des équipements installés nous a permis de récolter une masse considérable d'informations, nous avons essayé de modéliser le fonctionnement de la tête de bassin versant du Chantereine. Ce travail réalisé en collaboration avec l'équipe du centre Sciences, Information et Technologies pour l'Environnement (SITE) de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne (D. Graillot, M. Batton-Hubert et D. Mimoun).

a - Remarques générales sur la modélisation mathématique en hydrologie

Ce que l'on appelle en langage courant « un modèle mathématique » est généralement un logiciel dont le cœur consiste en un programme permettant de résoudre numériquement une ou plusieurs équations [Cunge 2008]. Ce cœur peut correspondre aussi bien à une conceptualisation déterministe de la réalité qu'au principe d'une « boîte noire » ou à une méthode statistique. La généralisation de l'utilisation de l'informatique et des formidables capacités de calcul que permettent les ordinateurs, a permis un développement considérable de ces modèles mathématiques en hydrologie. Ils constituent des outils de synthèse, de prévision et de design.

Le modèle est une représentation simplifiée sous forme physique ou mathématique d'un système complexe dans lequel les réponses produites par des sollicitations externes sont difficilement prévisibles à cause du très grand nombre de facteurs mis en jeu. Le modèle mathématique est donc un ensemble d'équations représentant le réel [Karplus 1983]. Les questions que cherche à résoudre la modélisation sont de trois types :

- l'analyse, lorsque l'on connaît les paramètres d'entrée et le fonctionnement du système et que l'on cherche la réponse.
- la synthèse, lorsque l'on connaît les paramètres d'entrée et les résultats et que l'on veut déterminer le fonctionnement du système.
- le contrôle, lorsque ce sont les paramètres d'entrée qui sont évalués.

La mise en place ou l'utilisation d'outils de modélisation nous amènent à réfléchir à la structure du modèle et aux liens internes entre ses éléments. Cela aboutit à définir le nombre de variables et à poser les hypothèses simplificatrices du modèle. Ensuite, une

phase de calibration permet d'évaluer les paramètres du modèle à l'aide de critères déductifs ou d'observation. On peut ainsi utiliser des méthodes statistiques pour donner un poids spécifique aux différents paramètres. Enfin, une dernière étape permet la validation des résultats en comparant les valeurs théoriques issues du modèle avec les valeurs mesurées dans la réalité.

Les modèles à base physique d'écoulement de l'eau reposent sur les principes de conservation de masse (équation de continuité), la conservation de la quantité de mouvement et les processus de transport de la matière dissoute (convection, dispersion, diffusion et dégradation). Ils peuvent tenir compte de la distribution spatiale des phénomènes par la discrétisation de l'espace en mailles.

Les mises en garde contre les illusions entraînées par le développement des modèles à base physique sont nombreuses dans la littérature scientifique [Beven 1989, 1993]. L'hétérogénéité du monde réel ne peut être qu'estimée, la première globalisation étant la discrétisation de l'espace. De plus les équations qui servent de base aux modèles peuvent également faire l'objet de simplification. Les équations sont valables à l'échelle de la maille, mais la question de leur représentativité reste posée. De plus le fait qu'une simulation donne des résultats proches de la réalité, n'est ni une preuve ni une validité des équations mises en jeu, ni d'un calage adapté de la réalité. Il faut en effet que quelles que soient les données d'entrée, le modèle donne de bons résultats.

b - Modélisation et tourbières

Dans la littérature scientifique, les études visant à modéliser le fonctionnement des tourbières sont nombreuses [Guertin et al. 1987, Alexandrov 1994, Winston 1994, Almquist-Jacobson et Foster 1995, Armstrong 1995, Gilman, Reeve et al. 2000, Frolking et al. 2001, Reeve et al. 2001a, Reeve et al. 2001b, Yu et al. 2001a, Yu et al. 2001b, Bauer 2002, Lapen 2005, Schwaerzel 2002, Beckwith et al. 2003b, Nungesser 2003, Drexler et al. 2004 , Reeve et al. 2006]. Toutefois, il s'agit principalement de modéliser les processus de développement des tourbières ou les dynamiques de fonctionnement de l'écosystème tourbeux (Tab.21). Les modèles conceptuels sont nombreux et peu de travaux sont basés sur des modèles physiques du fonctionnement hydrologique des tourbières. L'hydrologie des tourbières est modélisée pour étudier leur développement par la régulation de la croissance de la végétation, les échanges biogéochimiques, les flux de carbone, etc.

Tableau 21 - Exemple de modélisation du fonctionnement des tourbières [Yu et al. 2001a]

Modèles conceptuels *Objectif : décrire les relations entre les différents processus qui agissent au sein des tourbières*				
Modèle	*Base*	*Formulation*	*Prérequis*	*Conséquences*
CLYMO (1978, 1984 et 1998)	Equilibre dynamique de l'accumulation de la tourbe qui est déterminé par un taux de décomposition.	$dM/dt = p - \alpha M$ M : masse de tourbe t : temps p : Taux d'accumulation de la tourbe α : taux de décomposition	- Taux de décomposition proportionnel constant. - Décroissance linéaire du taux de décomposition.	
INGRAM (1982) Modèle hydraulique / crête piézométrique	L'hydrologie et les propriétés hydrauliques déterminent la forme et la taille des tourbières.	$U/K = H2/(2Lx-x^2)$ U : recharge percolant vers la nappe K : conductivité hydraulique H : épaisseur de tourbe L : rayon de la tourbière x : distance au bord de la tourbière	- Coupe transversale elliptique. - Bilan de l'eau déterminé par la taille de la tourbière. - Catotelm saturé.	Epaisseur maximale de tourbe, $H = L(U/K)^{1/2}$ Sous climat sec les tourbières sont plates.
ALMQUIST-JACOBSON et FOSTER (1995) Modèle intégré	Les processus externes et internes déterminent l'accumulation, l'extension et le type de tourbe.	$L = (p/\alpha)(2K/U)1/2$ L : rayon de la tourbière P : taux d'accumulation de la tourbe α : taux de décomposition K : conductivité hydraulique U : recharge percolant vers la nappe	- Coupe transversale elliptique. - Bilan de l'eau déterminé par la taille de la tourbière. - Catotelm saturé.	L'extension latérale des tourbières est commandée par la croissance verticale de la tourbe. Le taux d'accumulation et l'extension latérale des tourbières décroissent au cours du temps si le climat est stable.
KIRKBY et al. (1995) Modèle hydraulique modifié	La quantité et la variabilité des précipitations déterminent l'épaisseur de tourbe.	$H = L\ \{[R - \Delta R(1 - r)]/K\}^{1/2}$ Lorsque $r = [(\pi p)/\alpha\Delta R)]^{2/3}$ H : épaisseur de tourbe L : rayon de la tourbière, K : conductivité hydraulique R : Apport en eau (PP – ETR), ΔR : amplitude maximale de la variation de R p : taux d'accumulation de biomasse dans l'acrotelm, α : taux de décomposition dans l'acrotelm	- Variation sinusoïdale de l'apport d'eau net par les précipitations, ainsi que du niveau de la nappe. - Epaisseur de l'acrotelm définie par le déficit d'humidité.	De forts apports d'eau par les précipitations augmentent l'épaisseur de tourbe. Une forte variabilité de l'humidité effective réduit l'épaisseur de tourbe.

Modèles mathématiques *Objectif : reproduire ou imiter le système réel et simuler des changements de paramètres dans le temps ou l'espace*				
Modèle	*Pré requis*	*Etat variable*	*Nombre de paramètres*	*Facteur(s) directeur(s)*
FORRESTER (1961)	Tous les éléments du système tourbeux sont connectés pour déterminer la dynamique de la tourbière	Biomasse, énergie de l'eau (dérivée des températures), CO2, et CH4 dans 4 horizons allant de la végétation de surface à la tourbe profonde	Nombreux	Climat (énergie, humidité)
WILDI (1978) Modèle 2D écosystème	La distribution spatiale de la végétation et la tourbe est en relation avec l'eau, la tourbe, le statut trophique et la végétation	Tourbe, nutriments en solution, biomasse, le tout dans 9 sous modèles définis le long d'une pente prédéfinie	20	aucun
WINSTON (1994) Modèle 2D hydrologique	L'accumulation de la tourbe est contrôlée par le niveau de la nappe. Le démarrage de la turfigénèse s'effectue suivant un taux d'accumulation constant. L'épaisseur de l'acrotelm décroît au cours du temps	Epaisseur du niveau initial de tourbe Epaisseur du catotelm	Paramètres hydrologiques Taux de décomposition et d'accumulation	Humidité, niveau de la nappe
KORHOLA et al. (1996) Modèle 3D topographique	Les pentes déterminent le taux d'expansion latérale. La croissance verticale suit le modèle de Clymo.	Estimation de paramètres pour reconstruire en 3D la distribution de la tourbe et du carbone	Densité (masse volumique), CH_4, Taux d'accumulation de décomposition et d'expansion latérale	Modèle empirique, pas de facteur déterminant
HILBERT et al. (2000) Modèle dynamique non linéaire (PAM)	L'apport en eau dans la tourbière détermine son épaisseur et le niveau de la nappe. Le taux de croissance des plantes est une fonction quadratique du niveau de la nappe	Taux de décomposition du catotelm, niveau de la nappe	Paramètres hydrologiques (ETR, drainage, niveau piézométrique, capacité de rétention en eau de la tourbe), Taux d'accumulation et de décomposition	Humidité climatique

La spécificité de la modélisation hydrologique des tourbières et de leur rôle dans les bassins versants réside dans leur structure diplotelmique et dans le statut de l'acrotelm et du catotelm vis-à-vis des écoulements. Si l'applicabilité de la loi de Darcy a été discutée dans la littérature scientifique [Hemond et Goldman 1985], elle est aujourd'hui admise comme loi de filtration pour modéliser les écoulements en conditions naturelles.

Parmi, les principaux travaux de modélisation du fonctionnement hydrologique des tourbières, nous pouvons citer ceux de Guertin et al. [1987] qui s'intéressent aux effets du drainage, de l'extraction de tourbe et de l'activité sylvicole sur les écoulements. Pour cela, ils ont développé P.H.I.M. (*Peatland Hydrologic Impact Model*), un modèle de simulation déterministe, continu et généralisé, à base physique.

Nous pouvons également présenter rapidement le modèle *SIMulation of GROundwater flow and surface water levels* (SIMGRO [Querner et Van Bakel 1989]) associé au module AlterrAqua qui permet l'intégration du modèle dans un environnement SIG [De Vries 2003]. Ce modèle à base physique permet de simuler les écoulements de la zone saturée (catotelm), de la zone non-saturée (acrotelm) et de la surface (Tab.22).

Modèle SIMGRO et module ALTERRAQUA *Modélisation mathématique du fonctionnement des tourbières développée pour s'intégrer au logiciel ARCVIEW 3.2.*						
DE VRIES (2003)			*Type de modélisation*	*Paramètres*	*Principes*	*Remarques*
S I M G R O	Modèle physique, simulation des écoulements dans	*Zone saturée*	Méthode des éléments finis en trois dimensions. Deux types de couches : aquifère et aquitards.	Epaisseur Transmissivité Coeff. de stockage Porosité	Le niveau de la nappe et les écoulements sont calculés pour chaque nœud du maillage.	Les données d'entrée du modèle sont en majorité issues du traitement manuel d'images satellites. Difficultés en raison d'un nombre de mailles trop faible et du peu de données hydrogéologiques. La source de certaines données comme le MNT et l'épaisseur de tourbes sont inconnues. Le modèle montre que la dimension du système détermine en grande partie les valeurs de sortie, alors que la conductivité hydraulique semble avoir peu d'effet sur le niveau de la nappe.
		Zone non-saturée	La zone non saturée est modélisée pour les nœuds correspondant à la surface. Cette zone est divisée en deux réservoirs : la zone racinaire et le reste du sol.	Précipitations Evapotranspiration Precolation Ascension capillaire Drainage	Les écoulements de la nappe de la zone non-saturée sont calculés pour chaque type d'occupation du sol.	
Une tourbière topogène d'Indonésie (formation déterminée par les conditions topographiques et géomorphologiques). La végétation de surface répond à des conditions actuelles d'ombrotrophie. La structure de la tourbière est diplotelmique.						
MODFLOW *Modélisation mathématique du fonctionnement des tourbières*						
RESTREPO J.I., MONTOYA A.M. et OBEYSEKERA J. (1998) Wetland Simulation Module for the MODFLOW Ground Water Model. Ground water, vol 36, n°5 : 764-770 p REEVE et al. (2000, 2001a, 2001b et 2006) - Modelise en 2D et 3D les écoulements dans la tourbe et les relations avec les nappes régionales BORREN W. et BLEUTEN W. (2004) utilisent une approche hydrologique pour étudier la dynamique d'accumulation du carbone dans un vaste complexe tourbeux de Sibérie. Ils modélisent les tourbières en trois dimensions à l'aide MODFLOW- 2000.						

Tableau 22 - Exemple de modélisations hydrologiques des tourbières

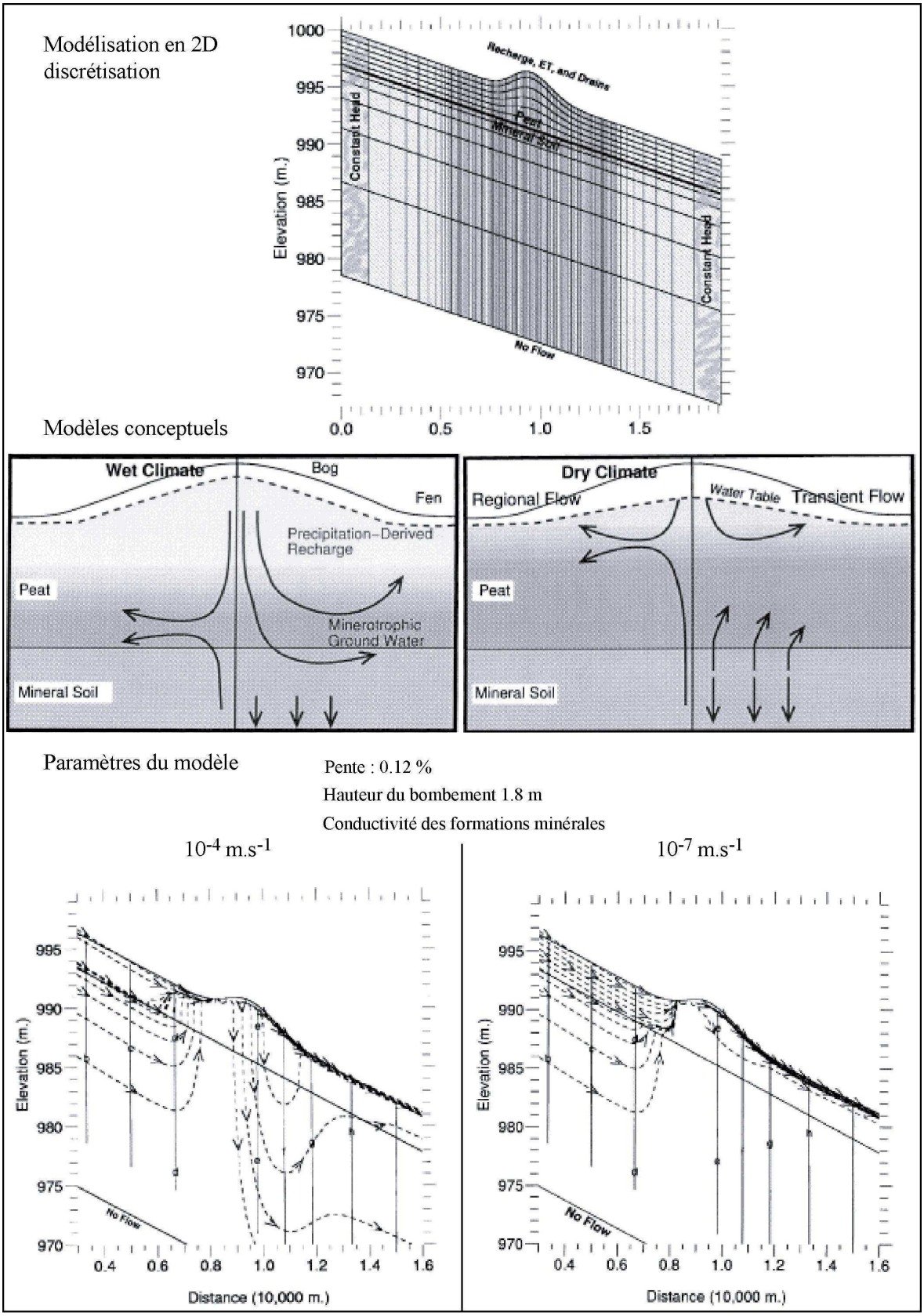
Mais nous nous sommes plus particulièrement intéressé à ceux de Reeve et al. [2000, 2001a, 2001b 2006] qui utilisent le logiciel MODFLOW pour simuler les écoulements dans les tourbières (macrotope de tourbières bombées) et leurs relations avec les nappes régionales de Glacial Lake Agassiz (Minesota, Etats-Unis). L'utilisation de la modélisation permet de faire varier les paramètres de topographie et de perméabilité du substrat sous la tourbe, une démarche qui reste peu utilisée dans l'étude des zones humides. Il s'agit de tester la validité des deux modèles conceptuels dominants de l'hydrologie des tourbières :

- Le modèle d'écoulement superficiel qui considère que la couche basale de la tourbière, plus décomposée, est imperméable et isole la partie supérieure de la tourbière du substrat minéral. Dans ce modèle, les écoulements horizontaux dominent dans l'acrotelm et le catotelm et l'eau est apportée par les précipitations (tourbières bombées) ou par les versants (tourbières basses), car les tourbières sont déconnectées des apports souterrains.

- Le modèle d'écoulement souterrain qui fait l'hypothèse que les précipitations soutiennent la nappe dans les bombements et alimentent la nappe souterraine. Selon cette hypothèse, les tourbières basses sont des zones de décharge d'eau de la nappe souterraine. Les écoulements dans la tourbe sont en interaction avec le contexte hydrogéologique régional et varient en fonction de la recharge de la nappe et de l'évapotranspiration.

Le système tourbeux modélisé en deux dimensions [2000, 2001a et 2001b], est vu en coupe (100 colonnes et 12 lignes) et découpé en six couches de tourbe reposant sur six niveaux minéraux (Fig.112). Le niveau supérieur de tourbe représente l'acrotelm (épaisseur 0,5 m). Pour éviter toute influence des conditions limites, l'épaisseur les horizons minéraux augmente régulièrement vers le bas du profil. Les résultats des huit simulations montrent que la pente régionale et la hauteur des bombements tourbeux sont des facteurs déterminants de la dynamique des écoulements. Le gradient hydraulique vertical est négligeable lorsque la valeur de conductivité hydraulique est plus faible dans le substrat minéral que dans la tourbe. Les apports par la recharge de la nappe et les pertes par l'évapotranspiration dominent alors le bilan hydrique. Toutefois, lorsque le substrat a une forte conductivité, les écoulements verticaux se développent. Les deux modèles testés à l'aide de la simulation sont donc valables en fonction des paramètres hydrologiques de vitesse d'écoulement dans la tourbe et les formations minérales (Fig.112).

Figure 112 - Modélisation des écoulements dans MODFLOW (Reeve et al. 2001)



Au-delà de ces modélisations en deux dimensions, Reeve et al. [2001b et 2006] utilisent la modélisation en trois dimensions pour tester l'hypothèse selon laquelle la nappe régionale joue un rôle important dans le bilan hydrique des tourbières de Glacial Lake Agassiz. Une zone 10160 km^2 est modelisée avec MODFLOW, dont une variante est utilisée pour améliorer la gestion de la déshydratation / réhydratation des cellules [Doherty 2001]. Les simulations suggèrent que les écoulements dans les tourbières se composent des systèmes de flux locaux et que les eaux souterraines régionales ne jouent pas un rôle de premier plan.

Ces travaux de modélisation attirent donc notre attention sur deux points :

- L'adéquation des modèles d'écoulement des nappes souterraines utilisés en hydrogéologie aux fonctionnements des tourbières.
- L'adaptation des échelles d'analyse et de discrétisation des modèles avec les variations des paramètres hydrauliques dans la tourbe et dans les formations minérales des versants [Bromley et al. 2004].

c - Principaux enseignements de notre réflexion et premiers tests pour la tête de bassin versant du Chantereine

Si la démarche de modélisation des têtes de bassin versant étudiées n'a pas encore abouti, une réflexion a été enclenchée sur les questions de modélisation. Elle a permis de tester l'adéquation des modèles à notre échelle d'analyse, ainsi qu'à la spécificité de notre objet d'étude. La question de la modélisation du fonctionnement hydrologique des tourbières, et de leur rôle dans les bassins versants, a également fait l'objet de deux rapports d'étudiants de l'ENSMSE, réalisés dans le cadre de leur projet industriel (T.Norotte et B.David).

L'ensemble des données nécessaires à la modélisation a été intégré dans un SIG (ARCGIS). Nous avons choisi de construire un Modèle Numérique de Terrain à partir de nos relevés topographiques. En effet, l'utilisation des données IGN nous a semblé insuffisante en raison de leur résolution (50 m) qui conduit à lisser les formes du relief [Mazagol 2006] ; d'autant que c'est à partir de celles-ci, et des mesures de terrain de l'épaisseur des différentes formations, que nous avons calculé l'altitude du toit de chaque couche. Le MNT est construit à partir de 1350 points d'altitude, dont un millier issus des relevés topographiques réalisés au tachéomètre (près de 1000 points). La densité des points n'est pas égale sur l'ensemble car les lévés sont difficiles dans les secteurs très densément

boisés ou colonisés par les espèces pionnières héliophiles (chablis). Elle est plus forte pour la zone humide et le contact du fond de vallon avec les versants environnants (1 point pour 50 m^2 à 1 point pour 150 m^2). Les valeurs d'altitude pour la partie périphérique sont issues des courbes de niveaux IGN (1 point pour 1000 m^2). Ces valeurs d'altitude ont été interpolées dans le logiciel ARCGIS. Plusieurs méthodes d'interpolation ont été testées et le MNT est issu au final de l'association de deux méthodes d'interpolation :

- la méthode des Voisins_Naturels qui donne de bons résultats, mais ne permet pas de s'assurer de l'exactitude hydrologique du MNT.
- la méthode Topo_To_Raster qui a été développée pour prendre en compte les critères hydrologiques, comme la position du réseau hydrographique.

Ces deux méthodes n'étant pas totalement satisfaisantes, nous les avons combinées de la manière suivante pour établir notre MNT final :

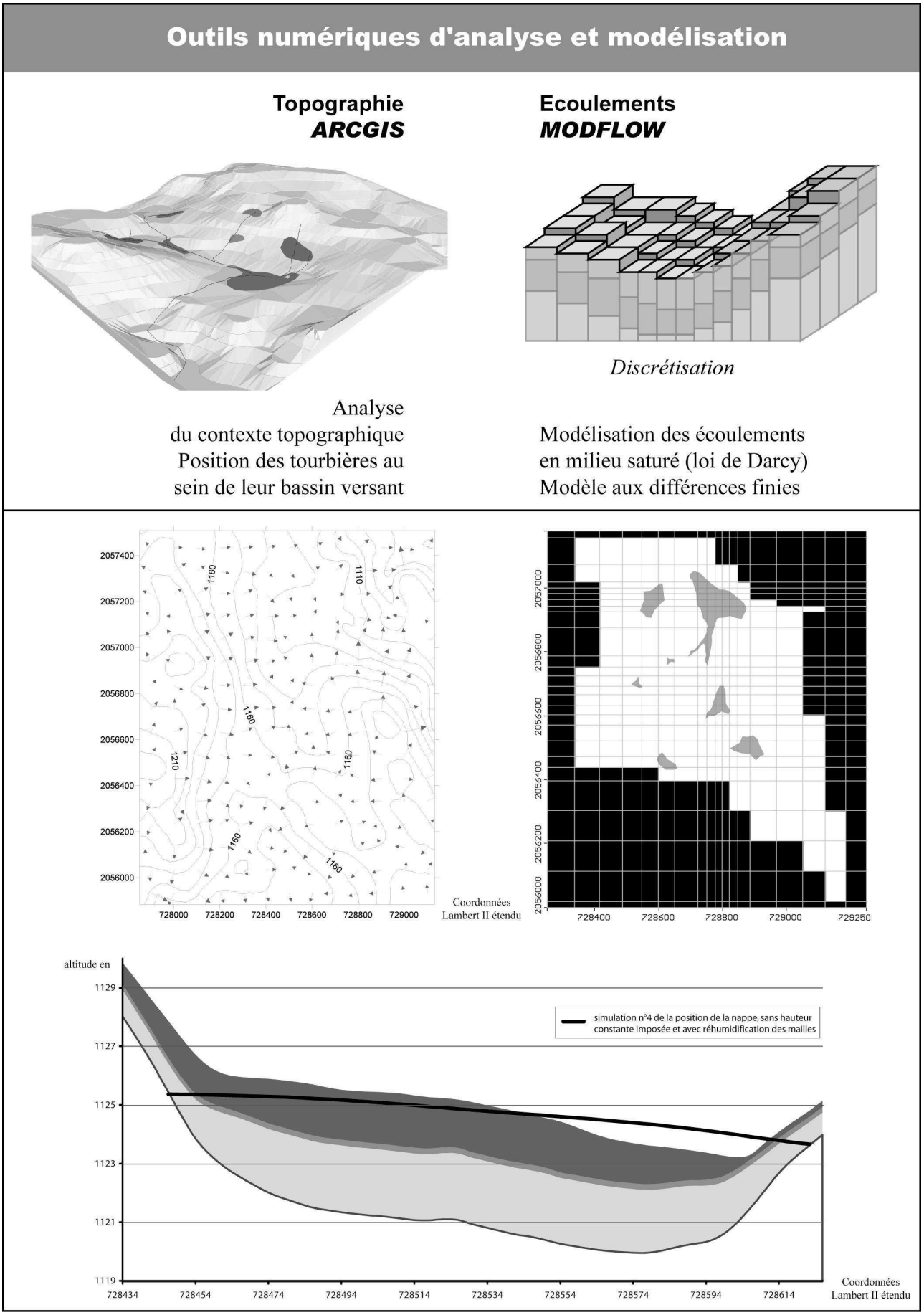
$$\frac{(MNT\_Voi\sin\_Naturel \times 9) + (MNT\_Topo\_To\_Raster \times 1)}{10} = MNT\_Final$$

Pour la modélisation, nous avons utilisé Visual MODFLOW, parce que, comme nous l'avons vu, ce modèle a fait l'objet d'applications pour les tourbières, mais également parce qu'il nous a été proposé dans le cadre de notre collaboration avec l'équipe du centre SITE de l'ENSMSE. MODFLOW simule les écoulements par la méthode des éléments finis, basée sur la loi de Darcy et l'équation de continuité qui s'applique bien aux milieux poreux. Le système aquifère est divisé en blocs rectangulaires suivant une grille et représenté en trois dimensions suivant des lignes, des colonnes et des couches. Chaque bloc est appelé cellule. Pour chaque cellule, c'est-à-dire chaque morceau de volume d'aquifère, l'utilisateur spécifie les propriétés qui permettent de calculer la hauteur d'eau de la nappe et les écoulements dans la zone saturée.

Aux cours des différentes étapes de mise en place du modèle, nous avons adopté une démarche cherchant, à partir de la situation la plus simple, à ajouter ou affiner les paramètres pour améliorer les résultats. Nous pouvons résumer l'ensemble de ces opérations ici et présenter la modélisation la plus aboutie :

- La discrétisation ; c'est une étape importante puisqu'elle détermine la taille et le nombre de mailles. Suivant la superficie représentée par le modèle et la quantité de données disponibles, le nombre de mailles est très variable. Nous nous sommes posé la

Figure 113 - Modélisation de la tête de bassin versant du Chantereine



question du cadrage de la zone à modéliser. La représentation de l'ensemble de la tête de bassin versant se heurtait à deux problèmes : la pente et la faible épaisseur des couches superficielles (arène remaniée). Cela nous imposait de faire un nombre très important de mailles très fines pour qu'elles restent connectées sur les versants (Fig.113). Nous avons donc choisi un cadrage centré sur le mésotope de la Prenarde avec l'objectif de modeliser le niveau des nappes dans la tourbière en régime permanent. Le modèle compte 5952 mailles (94 lignes et 63 colonnes) et trois couches. Il s'agit de l'arène granitique, d'une couche intermédiaire d'échange et de la tourbe (catotelm + l'acrotelm). Un essai de modélisation d'une couche a également été réalisé en raison des problèmes apparaissant lors des simulations du modèle trois couches.

- Renseignement des conditions initiales du modèle ; il s'agit de donner une valeur de hauteur de la nappe H_0 qui sert de base aux calculs du modèle. Pour cette opération, nous nous sommes basé sur des valeurs proches de celles mesurées sur le terrain.
- La définition des conditions limites du modèle ; elles sont de deux types, physiques ou hydrauliques. Ici, nous avons affecté des hauteurs d'eau imposées dans le ruisseau de Chantereine et au contact de la tourbière et du versant ouest.
- Calcul et convergence du modèle ; pour chaque maille, le modèle calcule de manière itérative une valeur de hauteur d'eau, jusqu'à ce que le modèle converge, c'est-à-dire jusqu'à ce que la précision du calcul souhaitée soit atteinte. C'était le premier objectif des modèles testés.
- Test de calage ; il compare les valeurs calculées et les valeurs mesurées sur le terrain pour vérifier la validité du modèle.

Tout en étant encore très insatisfaisants les résultats des simulations posent encore la question des relations hydrauliques entre le versant ouest et la tourbière. Le modèle reste trop simplifié pour traduire la complexité de ces relations. Parmi les simulations présentées par B. David, la meilleure que nous ayons obtenue correspond au modèle 3 couches sans hauteur d'eau imposée et en permettant la réhumidification des cellules (Fig.113). Le niveau de la nappe s'abaisse progressivement vers l'Est. Il atteint la surface de la tourbière dans le secteur du piézomètre 5 (zone de type 2, cf page 261). Toutefois, dans la partie est (au-delà de X=728550), le niveau simulé ne correspond pas avec le niveau observé. Ces travaux devront donc être poursuivis et étendus à l'échelle de la tête de bassin lorsque les relations entre les nappes au contact de la tourbière et des versants seront mieux modélisées.

6.3 Les tourbières et les écoulements

L'ensemble des observations que nous venons de présenter, concernant le fonctionnement piézométrique des tourbières ou les relations entre celles-ci et les versants, nous sert de base de réflexion pour l'analyse du rôle hydrologique des tourbières sur le bilan de l'eau, et plus particulièrement sur les écoulements à l'exutoire du bassin versant. Notre objectif est donc, dans un premier temps, d'analyser les spécificités des tourbières hautes et des tourbières basses vis-à-vis des précipitations et de l'évapotranspiration, la question des débits à l'exutoire faisant l'objet d'un paragraphe spécifique. La quantification des flux d'eau, qui circulent dans les têtes de bassin versant, nous amène à réaliser des bilans hydrologiques. La réalisation de ces bilans nous permet de quantifier les volumes d'eau disponibles pour l'écoulement dans les têtes de bassins versants tourbeux du Chorsin et du Chantereine. Après avoir fait une synthèse de la question dans la littérature scientifique, nous étudierons plus en détail la réponse de ces bassins versants, lors de différents épisodes climatiques caractéristiques. L'étude des débits aura alors pour but d'établir l'impact des tourbières sur la régularisation des écoulements, c'est-à-dire l'amortissement des crues et le soutien des étiages.

6.3.1 Tourbières et paramètres du bilan de l'eau des têtes de bassin versant

Dans les paragraphes précédents, nous avons pu mettre en évidence les caractéristiques des tourbières qui peuvent leur conférer un rôle important dans le ralentissement des écoulements de surface et plus particulièrement le stockage de l'eau dans l'acrotelm. Mais, cette capacité de stockage des tourbières varie au cours de l'année hydrologique en fonction du niveau de saturation de la tourbière, de l'intensité de l'évapotranspiration et du type d'épisode pluvieux. Nous nous intéresserons donc, dans un premier temps, aux relations entre ces paramètres du bilan de l'eau et les fluctuations des niveaux piézométriques. Il s'agit d'observer les réactions des niveaux piézométriques aux sollicitations que sont la recharge par les précipitations et les pertes par l'évapotranspiration. Cette approche nous amènera à estimer la part de l'eau précipitée à la surface des tourbières qui alimente le ruissellement et celle qui n'arrive pas à l'exutoire parce qu'elle alimente l'évapotranspiration. Si pour certains paramètres les séries de données sont encore courtes et nous incitent à la prudence, nous établirons, pour finir, le bilan des volumes d'eau disponibles pour l'écoulement dans nos bassins versants tourbeux.

6.3.1.1 Tourbières et précipitations

Dans notre secteur d'étude de moyenne montagne granitique, l'entrée d'eau dans le système bassin versant est constituée par le volume d'eau précipitée dans les limites topographiques du bassin versant. Nous pouvons nous poser la question de savoir quel rôle spécifique jouent les tourbières vis-à-vis de l'eau précipitée par rapport au reste du bassin versant. La réponse tient à la répartition de l'eau précipitée entre le stockage en surface et dans l'acrotelm, et l'écoulement en direction du réseau hydrographique. À ce titre, la superficie de tourbière est un élément déterminant.

Sur la tête de bassin versant du Chantereine, il est tombé 1061,5 mm de précipitations en moyenne entre 2002 et 2007, soit un volume de 902375 m^3 d'eau par an. Nous considérons en effet, que les enregistrements effectués par les pluviomètres qui équipent nos bassins versants, sont représentatifs de la totalité de leur surface (Tab.23). Cela représenterait donc, d'un point de vue théorique, un débit moyen à l'exutoire de l'ordre de 28,6 $l.s^{-1}$ si cette eau n'était pas interceptée et s'écoulait en totalité sans alimenter l'évapotranspiration et sans être stockée dans les nappes. Compte tenu de la superficie des tourbières (9,1% de la tête de bassin versant), la part de l'eau précipitée qui peut être directement régulée à leur surface est de 81736 m^3, ce qui représenterait un débit de 2,59 $l.s^{-1}$. Les mêmes calculs pour la tête de bassin versant du Chorsin nous donnent un volume d'eau précipité par an de 2,4 millions de m^3 (débit théorique 76,16 $l.s^{-1}$) et un volume d'eau qui peut être régulé à la surface des tourbières de 756000 m^3 (soit un débit de 23,97 $l.s^{-1}$).

	Précipitations moyennes sur la période de mesure				
	Annuelles	Hiver	Printemps	Eté	Automne
CHANTEREINE	1061.5	212.0	267.7	268.5	313.3
CHORSIN	1200.0	260.3	371.4	296.7	271.7

en mm ou $l.m^{-2}$ de BV

qui se répartissent

	Unité et surface		Précipitations annuelles en volume total	Précipitations annuelles en écoulement potentiel à l'exutoire	
CHANTEREINE	Bassin-versant	850000	902.3	28.6	CHANTEREINE
	Versants	*773000*	820.5	26.0	
	Tourbières	*77000*	81.7	2.6	
CHORSIN	Bassin-versant	2000000	2400	76.1	CHORSIN
	Versants	*1370000*	1644	52.1	
	Tourbières	*630000*	756	24.0	
		en m^2	en millier de m^3	en $l.s^{-1}$	

Tableau 23 - Quantité et répartition de l'eau précipitée à la surface des bassins versants

Tableau 24 - Fréquences des précipitations dépassant la capacité d'infiltration des tourbières

PRENARDE	> 8 mm		> 6 mm		> 4 mm		> 0.2 mm
Automne 2003	1	*0.4%*	6	*2.7%*	16	***7.1%***	225
Hiver 2004	0	*0.0%*	1	*0.5%*	4	*2.0%*	199
Printemps 2004	1	*0.7%*	1	*0.7%*	3	*2.2%*	136
Eté 2004	7	***7.4%***	12	***12.6%***	16	***16.8%***	95
septembre 2003 - septembre 2004	9	*1.4%*	20	*3.1%*	39	***6.0%***	655
GOURGON							
octobre 2004 - octobre 2005	9	*1.8%*	15	*3.0%*	45	***8.9%***	504

Comme nous l'avons vu précédemment, la capacité d'infiltration de l'eau à la surface des tourbières est limitée. Elle décroît rapidement au cours de l'épisode pluvieux (de 12 à 4 $mm.h^{-1}$). Ainsi, à la Prenarde, au cours de l'été 2004, les précipitations ont dépassé le seuil de 8 $mm.h^{-1}$ pour 7,4% des heures avec des précipitations supérieures à 0,2 mm (Tab.24). La proportion atteint 16,8% si l'on considère un seuil de 4 $mm.h^{-1}$, et correspond à une situation typique d'été avec des précipitations intenses lors d'épisodes orageux. Si nous n'avons pu établir de bilan sur l'ensemble de la période 2002 -2007, il apparaît, dans l'analyse de séquences caractéristiques à Gourgon et à la Prenarde, que l'intensité des épisodes pluvieux dépasse 8 $mm.h^{-1}$ pour 1 à 2% des valeurs de précipitation horaires (6 à 9% pour 4 $mm.h^{-1}$). La quantité d'eau précipitée lors de ces épisodes intenses représente donc, pour une année, entre 19 et 95 mm de précipitations à la Prenarde (21 à 107 mm à Gourgon). L'eau qui ne s'infiltre pas est, dans un premier temps, stockée en surface dans les flaques, puis, dans un deuxième temps, alimente le ruissellement et la nappe de l'acrotelm jusqu'à sa saturation totale. Nous avons pu observer ces phénomènes en de nombreuses occasions sur le terrain.

Pour étudier le rôle de l'acrotelm dans le stockage des précipitations, nous avons mis en relation les variations de niveau entre deux relevés piézométriques et le total des précipitations. Si l'on considère le total des précipitations du jour du relevé, ou du jour précédant le relevé, les coefficients de corrélation sont très faibles à la Prenarde (< à 0,15 – exemple de P6, Fig.113) comme à Gourgon (< à 0,3). Les fluctuations des nappes ne sont donc pas directement commandées par les apports d'eau récents des précipitations. C'est encore plus vrai pour les tourbières minérotrophes, comme le traduisent les coefficents de la Prenarde, parce que les écoulements des versants et l'eau stockée dans les dépressions de surface peuvent alimenter la nappe avec un temps de retard par rapport aux averses. Nous avons donc considéré le total des précipitations à différents pas de temps.

Figure 114 - Relations entre les précipitations et les niveaux piézométriques à la Prenarde

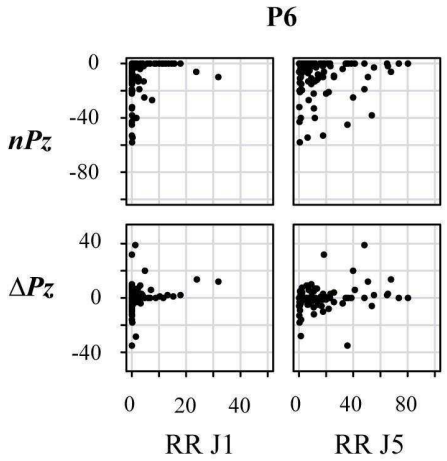
RELATIONS POUR L'ENSEMBLE DE LA PERIODE DE MESURE

RR J1 total en mm des précipitations du jour précédant le relevé

RR J5 total en mm des précipitations des 5 derniers jours précédant le relevé

nPz niveau piézomètrique en cm

ΔPz variation en cm du niveau piézomètrique entre deux relevés

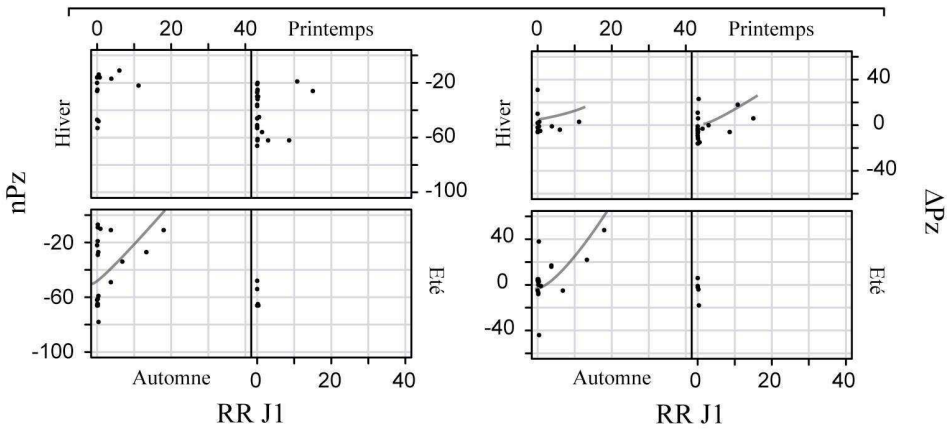


Coefficients de corrélation

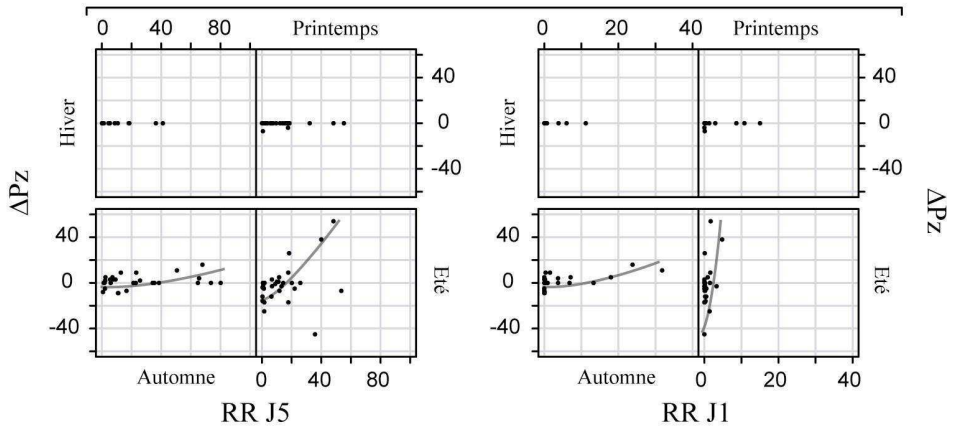
	Hiver			Printemps			Eté			Automne		
	RR j	RR 3 j	RR 5j	RR j	RR 3 j	RR 5j	RR j	RR 3 j	RR 5j	RR j	RR 3 j	RR 5j
PT_av	0.01	0.24	0.32	0.20	0.31	0.36	0.14	0.35	0.46	0.04	0.22	0.30
P1	-0.07	0.20	0.07	0.27	0.24	0.24	0.05	0.23	0.31	0.00	0.54	0.61
P5	0.13	0.11	-0.21	0.06	0.03	0.18	-0.02	0.19	0.41	-0.45	0.03	0.02
P6	0.29	0.37	0.05	0.15	0.18	0.20	0.06	0.33	0.45	0.08	0.27	0.33
P7	0.17	0.52	-0.02	0.25	0.33	0.30	0.01	0.53	0.48	0.06	0.39	0.30

RELATIONS DECOMPOSÉES PAR SAISON

VERSANT AU CONTACT DE LA TOURBIERE **P1**



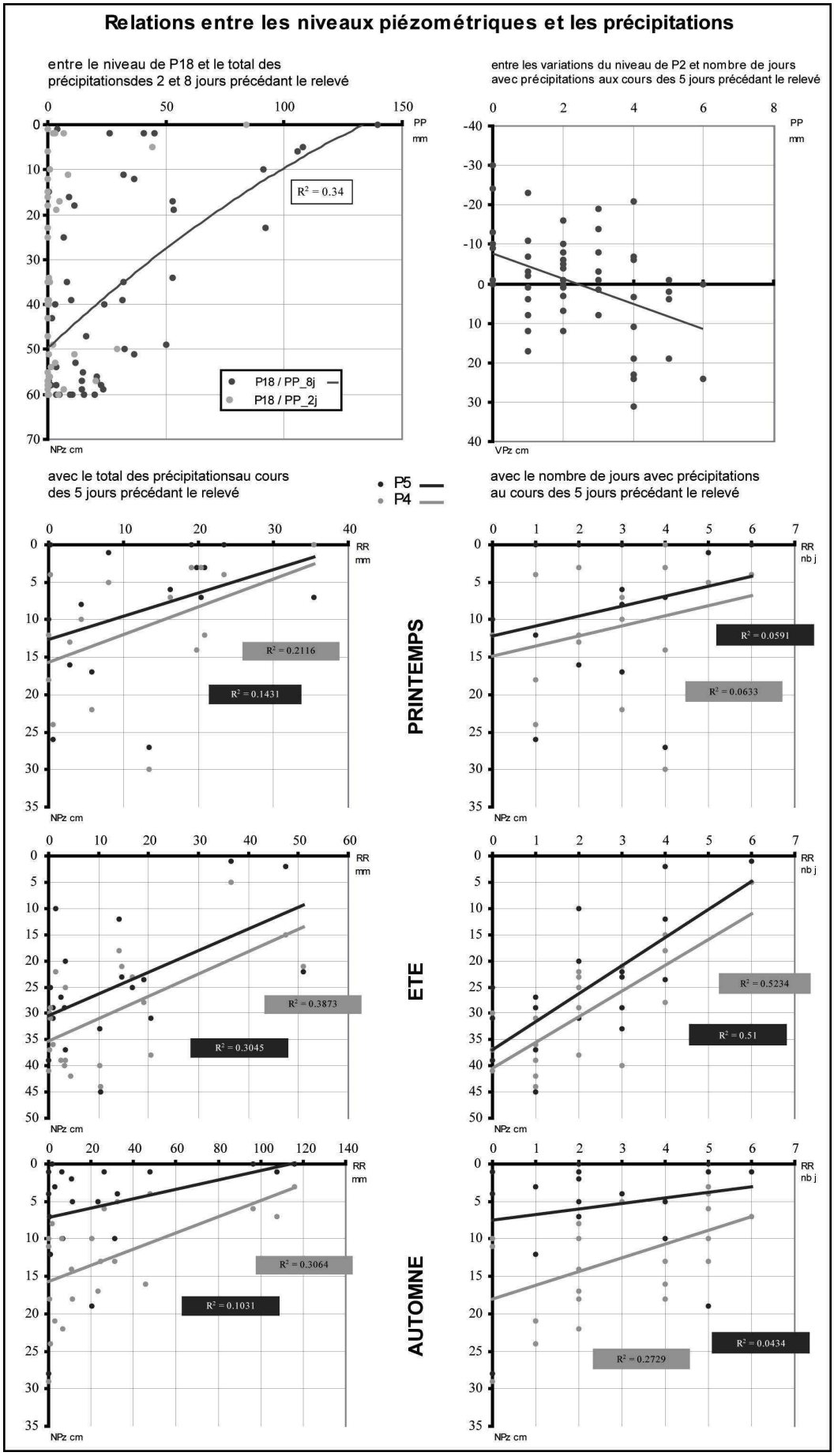
PARTIE CENTRALE DE LA TOURBIERE **P3**



Les meilleurs résultats à la Prenarde concernent les relations utilisant le total des précipitations des 3 ou 5 jours précédents les relevés piézométriques. Les coefficients de corrélation dépassent 0,2 pour la majotité des piézomètres et peuvent atteindre 0,32 (P7). Ils traduisent pour cette tourbière basse minérotrophe le décalage entre les apports d'eau atmosphérique et l'ajustement de la nappe de la tourbière de la Prenarde (Fig.113). Toutefois, il faut considérer la question de manière saisonnière, puisque, comme nous l'avons vu, la capacité de stockage de l'eau des tourbières varie au cours de l'année. Ainsi, nous pouvons remarquer que les niveaux de la nappe sont plus sensibles aux précipitations à court terme (J et J-1) durant l'hiver et le printemps, lorsqu'ils sont proches de la surface. A l'inverse, l'été et l'automne, c'est avec le total des précipitations sur les 5 derniers jours que les corrélations sont les meilleures. C'est d'ailleurs durant cette partie de l'année, et plus particulièrement l'été, que nous obtenons les meilleurs résultats (coefficients de corrélation généralement supérieurs à 0,5 - Fig.113). En périphérie de la tourbière, en bas de versant (P1, P10 et P12), la situation est légèrement différente, puisque les graphiques traduisent toujours des relations plus marquées. Les sols n'étant que rarement à saturation durant l'hiver et le printemps, la nappe réagit plus directement aux précipitations durant cette période. Malheureusement, le manque de valeurs estivales (piézomètre vide) ne permet pas d'établir de relations fiables pour cette saison. Toutefois, nous pouvons déduire de cette analyse que l'amplitude des fluctuations de la nappe en bas de versant est assez bien corrélée avec la quantité d'eau précipitée.

Pour les tourbières hautes du macrotope de Gourgon, nous constatons également que l'eau précipitée n'entraîne pas d'ajustement rapide du niveau de la nappe. En effet, les coefficents de corrélation sont les meilleurs avec le total des précipitations des 5 derniers jours ($r > 0,35$). Si nous considérons l'ensemble des valeurs, ce sont sur les versants (P13) et dans les zones de transition entre les tourbières et les versants (P18) qu'ils atteignent les valeurs les plus fortes ($r=0,55$). Les coefficients de corrélation pour les valeurs classées par saisons traduisent bien les dynamiques des mésotopes que nous avons décrites dans le chapitre 5. Si, comme à la Prenarde, c'est en été et à l'automne que les meilleures relations entre les précipitations et les niveaux de nappe des mésotopes de tourbière basse apparaissent, c'est au printemps et en été qu'il faut chercher celles des mésotopes de tourbière haute, les valeurs estivales donnant dans tous les cas les plus fortes relations.

Fig.114 – Précipitations et niveaux des nappes à Gourgon



Au-delà de la distinction entre mésotopes ombrotrophes et minérotrophes, nous pouvons observer de nombreuses nuances. Ainsi, les vastes mésotopes de tourbière de couverture se distinguent par des niveaux de corrélation assez faibles, même pour l'été (r=0,5). De même, les coefficients de corrélation suggèrent que les mésotopes de tourbière haute bombée réagissent plus rapidement aux précipitations (RR_J), que les mésotopes de tourbière haute de pente pour lesquels les corrélations sont meilleures avec le total des 5 jours précédant le relevé (RR_5j - Fig.114). Cette différence peut s'expliquer par les caractéristiques de ces deux types de mésotopes vis-à-vis des écoulements. En raison de leur position topographique, dans les mésotopes de tourbière haute de pente, la nappe peut s'ajuster avec un temps de retard par rapport aux précipitations, et ce, parce que la pente favorise la circulation lente de l'eau en surface et dans la masse tourbeuse en amont des piézomètres. Ce n'est pas le cas pour les piézomètres des mésotopes de tourbière bombée parce qu'ils sont installés au centre des bombements et, comme nous l'avons montré à l'Etui, parce que les écoulements s'effectuent de la surface du bombement en direction du lagg périphérique. Pour finir sur ces analyses des relations entre les précipitations et les niveaux piézométriques à Gourgon, les différents essais de corrélation nous permettent de constater que les nappes réagissent autant avec le nombre de jours avec précipitations précédant le relevé qu'avec la quantité d'eau précipitée.

Avant de nous intéresser aux relations entre tourbières et évapotranspiration, nous pouvons aborder un dernier point. En effet, il s'agit d'évaluer l'impact des tourbières sur la quantité d'eau précipitée. Nous nous sommes donc intéressé à l'influence de ces milieux humides sur l'humidité atmosphérique locale et par conséquent sur la production de précipitations dites « occultes » (rosée, givre et brouillard). Nous avons fait remarquer, dans le chapitre 4, l'important nombre de jours avec de très faibles précipitations à la Prenarde (97 jours avec des précipitations inférieures à 0,2 mm). De juin à octobre, ce type de précipitations représente 30% du nombre de jours avec précipitations. Le pluviomètre se trouvant dans un environnement forestier, la part de ce contexte et celle de la tourbière est difficile à établir. A titre de comparaison, entre 2003 et 2006, le pluviomètre de Prabouré, situé en lisière forestière, enregistre seulement un tiers du nombre de jours avec précipitations inférieures à 0,2 mm enregistré à la Prenarde. Toutefois, pour aller plus loin, nous pouvons confronter les valeurs de Gourgon et du Col du Béal, en contexte ouvert. Ainsi, pour l'année 2006, on enregistre respectivement 35, 36 et 19 jours avec des précipitations inférieures à 0,2 mm à Gourgon, Prabouré et au Col du Béal. De même de septembre 2006 à août 2007, nous constatons que les valeurs à Gourgon et Prabouré sont semblables (47 jours), alors qu'elles

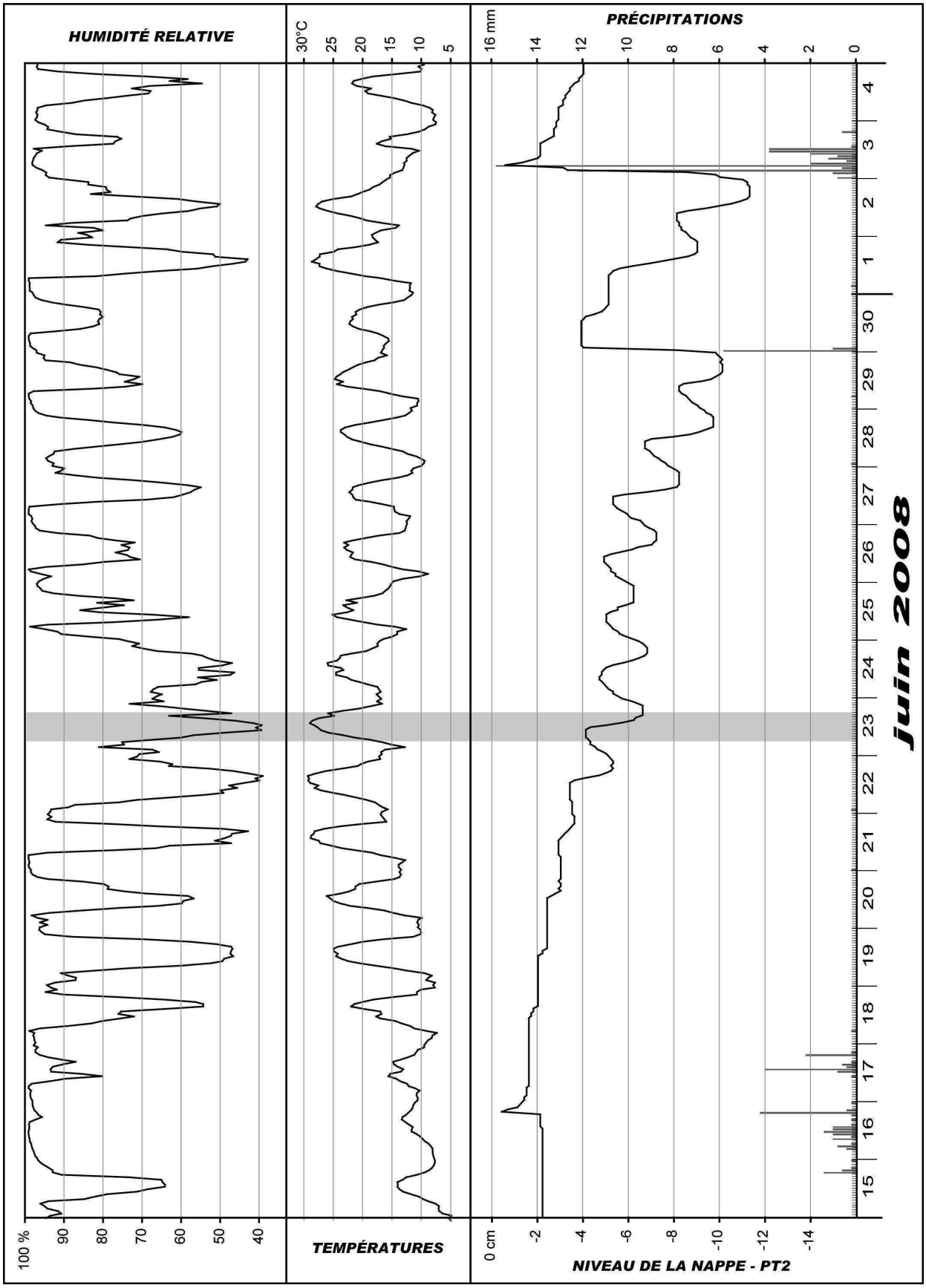
représentent moins de la moitié au col du Béal (17 jours) et plus du double à la Prenarde (101 jours). Il apparaît donc que la présence du macrotope tourbeux de Gourgon influe sur l'humidité atmosphérique dans les mêmes proportions que la lisière forestière de Prabouré ; l'impact des tourbières sur le climat local n'est donc pas négligeable en rapport avec les valeurs enregistrées pour les secteurs de lande comme au Col du Béal. Les mesures d'hygrométrie confirment d'ailleurs ces observations. Nous pouvons, pour finir, estimer la quantité d'eau précipitée à la surface des tourbières sous forme de rosée ou de brouillard à une cinquantaine de millimètres par an à la Prenarde et la moitié à Gourgon ; compte tenu de la superficie des tourbières dans les bassins versants du Chantereine et du Chorsin, cela représente respectivement 4500 et 15750 m^3 d'eau.

6.3.1.2 Tourbières et évapotranspiration

Comme le met en avant la littérature scientifique sur la question et comme vient de nous le suggérer l'importante humidité relative de l'air au dessus des tourbières, leur rôle vis-à-vis de l'évapotranspiration est considérable. En effet, elles constituent des réserves facilement mobilisables par les plantes, parce que l'eau est généralement proche de la surface. Si, pour cette raison, on a pu parfois considérer que l'évapotranspiration réelle (ETR) était équivalente à l'évapotranspiration de référence (ET_0), divers travaux ont montré qu'elle diminuait avec la baisse de la nappe. Des coefficients empiriques ont ainsi été établis pour calculer l'ETR à partir de l'ET_0 et du niveau piézométrique [Weiss et al. 2006]. L'ETR, qui est équivalente à l'ET_0 lorsque la nappe se situe dans les dix premiers centimètres de l'acrotelm, est ainsi réduite de plus de moitié lorsqu'elle descend en-dessous de 25 cm pour les tourbières basses et de 45 cm pour les tourbières hautes.

L'efficacité de l'évapotranspiration, qui dépend des paramètres climatiques et de l'humidité du sol, est également déterminée par le type de végétation de surface. Au niveau de la plante, plusieurs facteurs entrent en jeu, comme la densité des stomates ou la surface foliaire. Ces facteurs sont directement liés aux différents stades phénologiques au cours de la période végétative. Différents travaux ont montré que le taux de transpiration des plantes suit assez fidèlement le taux de radiation solaire mesuré au niveau du feuillage [Musy et Higy 2004]. La température est également un bon indicateur de l'intensité des processus métaboliques des végétaux, puisqu'elle influe directement sur la respiration. Ainsi, entre 5 et 25 °C, la respiration croît de manière exponentielle. En physiologie végétale, on quantifie généralement cette relation en calculant le coefficient thermique ou Q10 [Hopkins et Evrard 2006].

Figure 115 - Variations diurnes du niveau piézométrique en relation avec l'évapotranspiration à Gourgon (PT2)



Compte tenu du caractère montagnard de nos têtes de bassin versant, les processus d'évaporation, mais surtout de transpiration ne sont véritablement efficaces que de la fin du printemps au début de l'automne. En effet, à la Prenarde (1125 m) la température moyenne mensuelle dépasse 5°C d'avril à novembre et 10°C seulement de juin à septembre. A Gourgon (1350 m), la durée de la période végétative est encore plus courte, avec seulement quatre mois sans gel entre juin et septembre.

Le rôle de l'évapotranspiration dans la baisse de la nappe peut facilement être identifié sur les courbes piézométriques [Heikurainen 1963, Francez 1989]. En effet, à l'échelle horaire, les variations diurnes de l'intensité de l'évapotranspiration se traduisent par une diminution en escalier ou par paliers des courbes des niveaux de la nappe (Fig.115). Si les exemples de ce fonctionnement sont nombreux dans nos séries de données, nous pouvons développer le cas du piézomètre installé dans le mésotope de tourbière basse de versant à Gourgon (PT2). Il s'agit d'un secteur où la végétation de surface est dominée par l'association sphaignes – molinies. Après une période avec précipitations du 15 au 17 juin 2008, le niveau de la nappe, déjà proche de la surface, est remonté jusqu'à la surface. Dans un premier temps, jusqu'au 22 juin, nous pouvons observer une baisse du niveau piézométrique jusqu'à 4 centimètres de profondeur, suivant des paliers journaliers dont l'amplitude augmente progressivement au fil du temps (Fig.115). La nappe reste stable la majeure partie du temps et s'abaisse de quelques millimètres entre 12H et 16H, au plus fort de l'apport énergétique solaire journalier, comme l'illustre la courbe des températures (Fig.115).

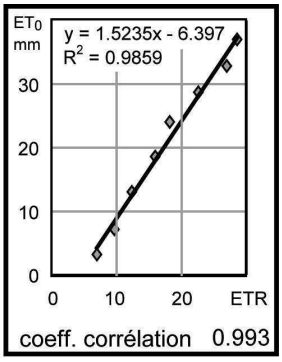
C'est également la période de la journée où le pouvoir évaporant de l'atmosphère est le plus fort et cela se traduit au niveau de l'humidité relative (< 60%). Avec la diminution du stock d'eau de surface dans les flaques, mais surtout avec l'augmentation de l'énergie solaire disponible (les températures passent de 22 à 29° C), l'impact de l'évapotranspiration sur la baisse de la nappe augmente de 0,3 à 0,7 cm, entre le 18 et le 21 juin. Ensuite, nous constatons que la courbe prend une forme sinusoïdale pour s'abaisser dans l'acrotelm jusqu'à 10 cm de profondeur. Les variations au cours de la journée atteignent alors 1,25 à 3 cm. La nappe qui reste relativement stable entre 6H et 12H, 18H et 24H, s'abaisse fortement dans l'après-midi de 12 H à 18 H et remonte la nuit entre 0H et 6H. L'amplitude des variations de la nappe est alors clairement liée aux conditions météorologiques, les plus faibles variations intervenant les jours où l'humidité de l'air ne s'abaisse pas sous 70%. Si la baisse de la nappe s'explique par le processus

d'évapotranspiration, sa remontée durant la nuit est liée aux phénomènes d'ascension capillaire [Ivanov 1981, Wastiaux 2000] ou à la recharge par la nappe de versant [Heikurainen 1963, Francez 1989], les valeurs de condensation de la vapeur d'eau (rosée) ne pouvant expliquer de telles variations. C'est en dessous de 4 centimètres de profondeur qu'apparaît ce phénomène. Cette limite peut également être observée sur la courbe des fréquences des niveaux piézométriques (Fig. 82 – page 240).

Bien qu'à l'échelle du macrotope de Gourgon, il existe des différences importantes dans l'apport énergétique solaire ou le vent par exemple (effet d'abri, ombre, etc.), et que les appareils de mesure des paramètres utilisés pour le calcul de l'évapotranspiration ne soient pas situés dans l'environnement immédiat des piézomètres PT1 et PT2, nous considérerons l'ET_0, calculée suivant la formule FAO Penman-Monteih [Allen et al. 1998], comme la valeur de référence pour l'ensemble du macrotope. D'autre part, en analysant les variations du niveau piézométrique et compte tenu des capacités de stockage de l'eau dans l'acrotelm, présentées dans le chapitre 5, nous pouvons calculer le volume d'eau évapotranspiré.

GOURGON PT1	Baisse de la nappe en m	ETR Volume mm	ET_0 Penman mm	ETR cumulée mm	ET_0 cumulée mm
11-juil-07	0.014	7.0	3.2	7.0	3.2
12-juil-07	0.006	2.7	3.9	9.7	7.2
13-juil-07	0.006	2.7	5.9	12.4	13.1
14-juil-07	0.008	3.6	5.5	16.0	18.6
15-juil-07	0.005	2.3	5.4	18.3	24.1
16-juil-07	0.011	4.4	4.7	22.7	28.7
17-juil-07	0.011	4.4	4.1	27.1	32.9
18-juil-07	0.004	1.6	4.1	28.7	37.0

ET_0 - ETR = 8.3 mm ETR = 77.5% ET_0



GOURGON PT2	Baisse de la nappe en m	Volume de tourbe en l	ETR Volume mm	ET_0 Penman mm	ETR cumulée mm	ET_0 cumulée mm
13-juil-07	0.010	10.29	3.6	5.9	3.6	5.9
14-juil-07	0.018	17.65	5.3	5.5	8.9	11.4
15-juil-07	0.025	25.00	6.3	5.4	15.1	16.9
16-juil-07	0.022	22.06	5.5	4.7	20.7	21.6

ET_0 - ETR = 0.9 mm ETR = 95.9% ET_0

22-juin-08	0.019	19	4.8	6.7
23-juin-08	0.025	25	6.3	6.2
24-juin-08	0.02	20	5.0	4.6
25-juin-08	0.0125	12.5	3.1	5.2
26-juin-08	0.0225	22.5	5.6	5.6
27-juin-08	0.029	29	7.3	6.0
28-juin-08	0.03	30	7.5	6.9
29-juin-08	0.018	18	4.5	5.0
		Total	44.0	46.2

ET_0 - ETR = 2.2 mm ETR = 95.3% ET_0

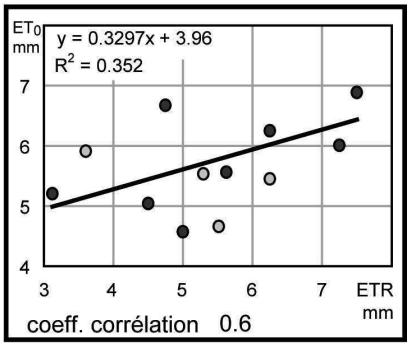
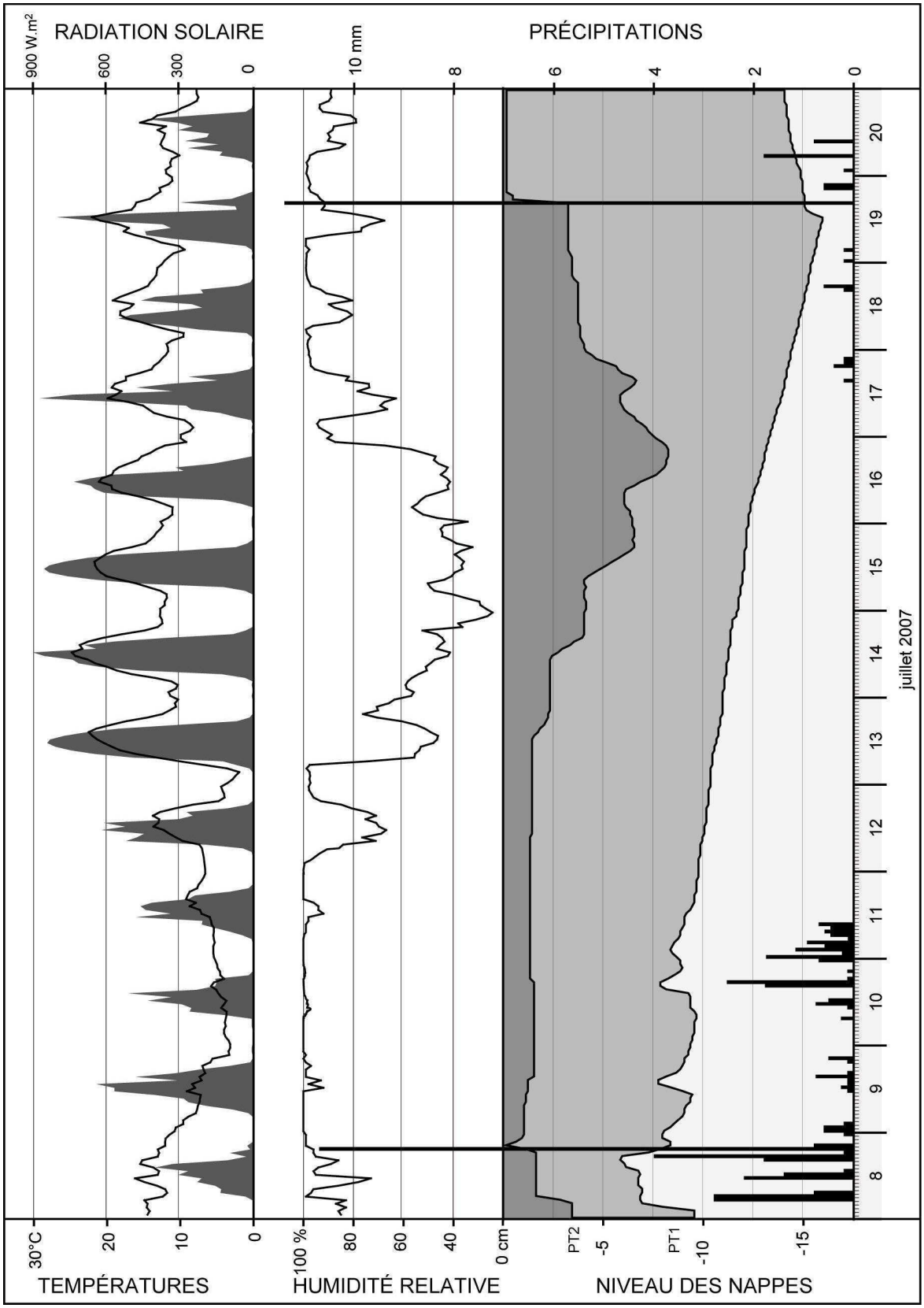


Tableau 25 - Relation entre l'ETR et l'ET_0 à Gourgon

Ainsi, suivant une capacité de stockage de l'eau qui diminue de 30% à 25% dans les quinze premiers centimètres de tourbe, les variations journalières de la nappe de PT2, entre le 22 et le 29 juin 2008, correspondraient à des valeurs d'évapotranspiration réelle (ETR) de 3,1 à 7,5 mm par jour (Tab.25). Les valeurs de l'ET_0 calculées suivant la formule FAO Penman-Monteih sont proches de celles obtenues avec les variations du niveau de la nappe. Si l'amplitude des variations d'un jour à l'autre est moins importante (entre 4,6 et 6,9 mm), il apparaît ici que l'ET_0 et l'ETR sont très proches. En effet, l'écart entre le total de l'évapotranspiration sur 8 jours, calculé avec les deux méthodes, n'est que de 2,2 mm (ET0 = 46,2 mm et ETR = 44 mm), soit moins de 5%. La nappe restant toujours près de la surface dans le piézomètre PT2, elle n'apparaît pas comme un facteur limitant de l'évapotranspiration dans ce cas (ETR = 0,95 * ET_0 – Tab.25). Ce constat correspond aux observations réalisées par Wastiaux [2000], pour qui, lors de journées estivales bien ensoleillées, le rapport entre ETR et ET_0 est de 0,98 pour la tourbière haute dégradée à molinie de Deux-Séries. Les couverts herbacés de molinie ayant des taux de transpiration plus importants que ceux de callune et des buttes de sphaignes, ce rapport n'est que de 0,72 pour la tourbière haute sub-intact de Cléfaye.

Nous pouvons illustrer les différences liées au type de végétation de surface et à la profondeur de la nappe au travers des variations des niveaux de PT1 (tourbière haute bombée) et de PT2 (tourbière basse de versant). Alors qu'au mois de juillet 2007 nous retrouvons la forme caractéristique en escalier puis sinusoïdale pour PT2, nous pouvons remarquer que la baisse de la nappe dans le bombement où se situe PT1 est progressive et linéaire (Fig.116). Ces deux types de courbes traduisent, dans le premier cas, celui du mésotope de tourbière basse, l'évolution de la décharge de la nappe lorsque son niveau s'abaisse, et dans le second, celui de la tourbière haute bombée, le retard des processus de capillarité vers les couches évaporatives lorsque le niveau de la nappe est bas [Francez 1989]. Pour PT1 la relation entre les valeurs cumulées de l'ET_0 et de la baisse de la nappe sur la période du 12 au 18 juillet est quasi parfaite (r=0,99). Dans ce mésotope de tourbière bombée à sphaignes et callune, l'ETR n'est pas uniquement alimentée par la nappe, mais également par l'eau contenue dans les coussins de sphaignes. En considérant la capacité stockage de l'eau de l'acrotelm entre la surface et 15 cm de profondeur (diminue de 50 à 40% - Wastiaux [2000]), le rapport entre l'ETR calculée à partir de la baisse de la nappe et l'ET_0 FAO Penman-Monteih est de 0,775. Pour cette même période, il est de 0,96 dans le mésotope de tourbière basse de versant (PT2), conforme à celui que nous avons calculé pour juin 2008 (Tab.25).

Figure 116 - Sensibilité des nappes de Gourgon à l'évapotranspiration



Pour élargir notre analyse, nous avons confronté de manière plus systématique les niveaux piézométriques avec les valeurs d'évapotranspiration. Ainsi, pour l'été 2007, nous avons identifié les périodes de baisse de la nappe et nous les avons confrontées avec l'évapotranspiration cumulée lors de ces épisodes. Si, comme nous l'avons vu, les niveaux piézométriques ne sont pas directement commandés par les apports des précipitations, nous observons le 17 juillet (Fig.117), l'importance du phénomène d'acension capillaire dans l'ajustement de la nappe losque l'ETR diminue. L'impact de l'évapotranspiration cumulée sur le niveaux des nappes est très marqué, qu'il s'agisse du mésotope de tourbière basse de la Prenarde (PT2, r=-0,93), comme du mésotope de tourbière haute bombée de Gourgon (PT1, r=-0,93). Sur l'ensemble de la période, les valeurs journalières de l'ET_0 et de la variation des nappes restent toutefois peu corrélées.

Suivant la même démarche que celle que nous avons adoptée pour l'analyse des relations entre les niveaux de nappe et les précipitations, nous avons utilisé l'ensemble des valeurs des piézomètres manuels à la Prenarde et à Gourgon. Nous avons mis en relation les niveaux des nappes et le total de l'évapotranspiration des jours précédents (J, J-1, J-2, J-3, J-5). Nous avons également utilisé les variations des niveaux piézométriques entre deux relevés. Les résultats n'apportent pas d'informations supplémentaires, d'autant que la fréquence des relevés est trop faible pour pouvoir isoler l'impact de l'évapotranspiration sur les variations des nappes pour un intervalle moyen d'une quinzaine de jours (voir chapitre 4, page 197).

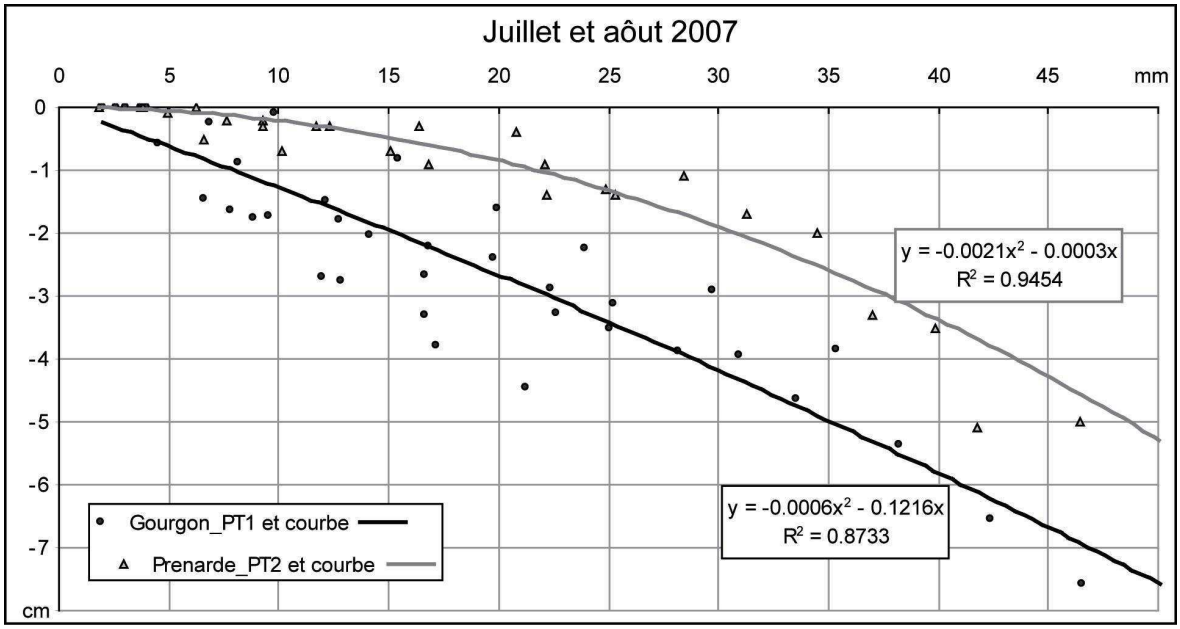
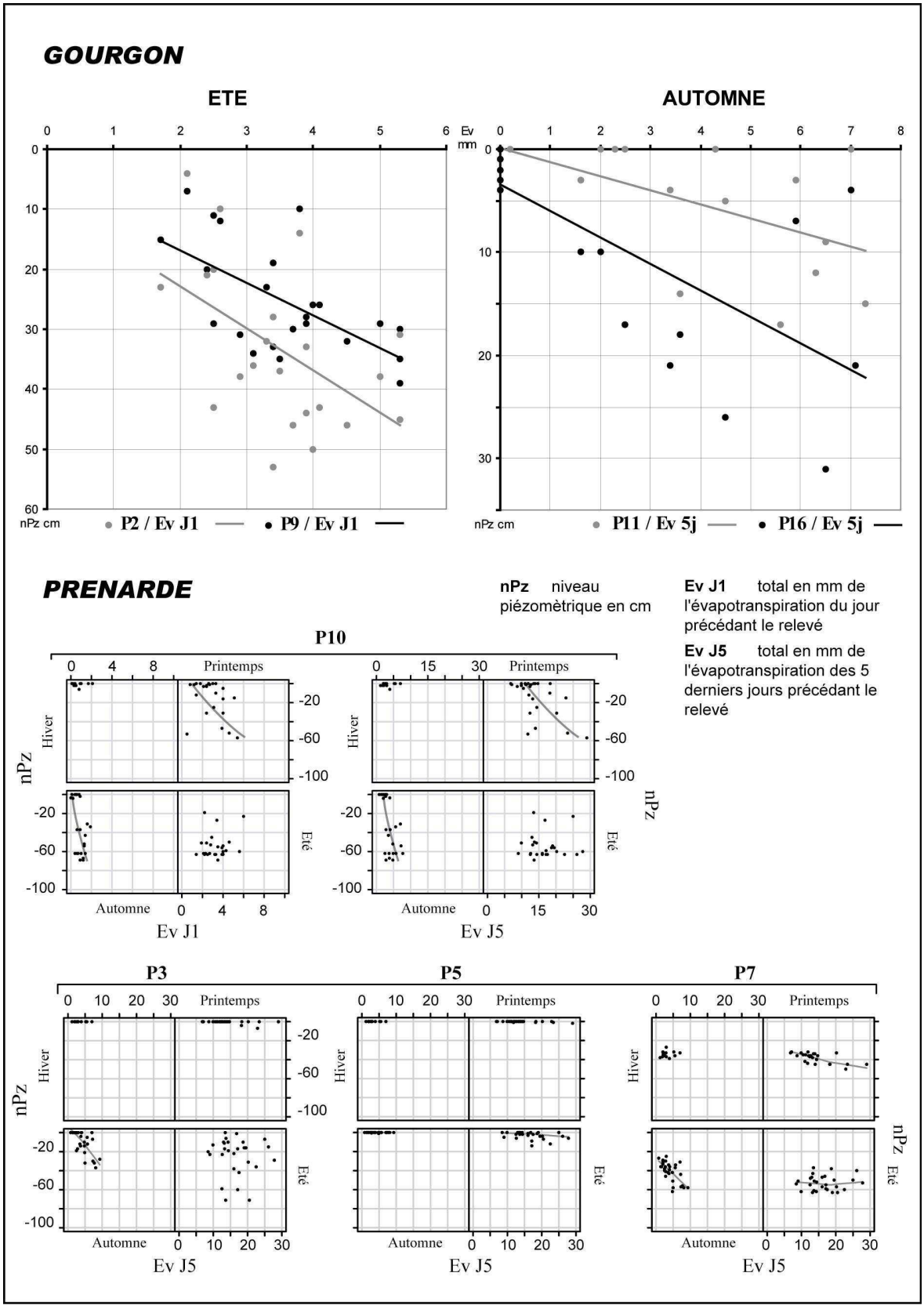


Figure 117 - Relation entre l'évapotranspiration et la baisse des nappes

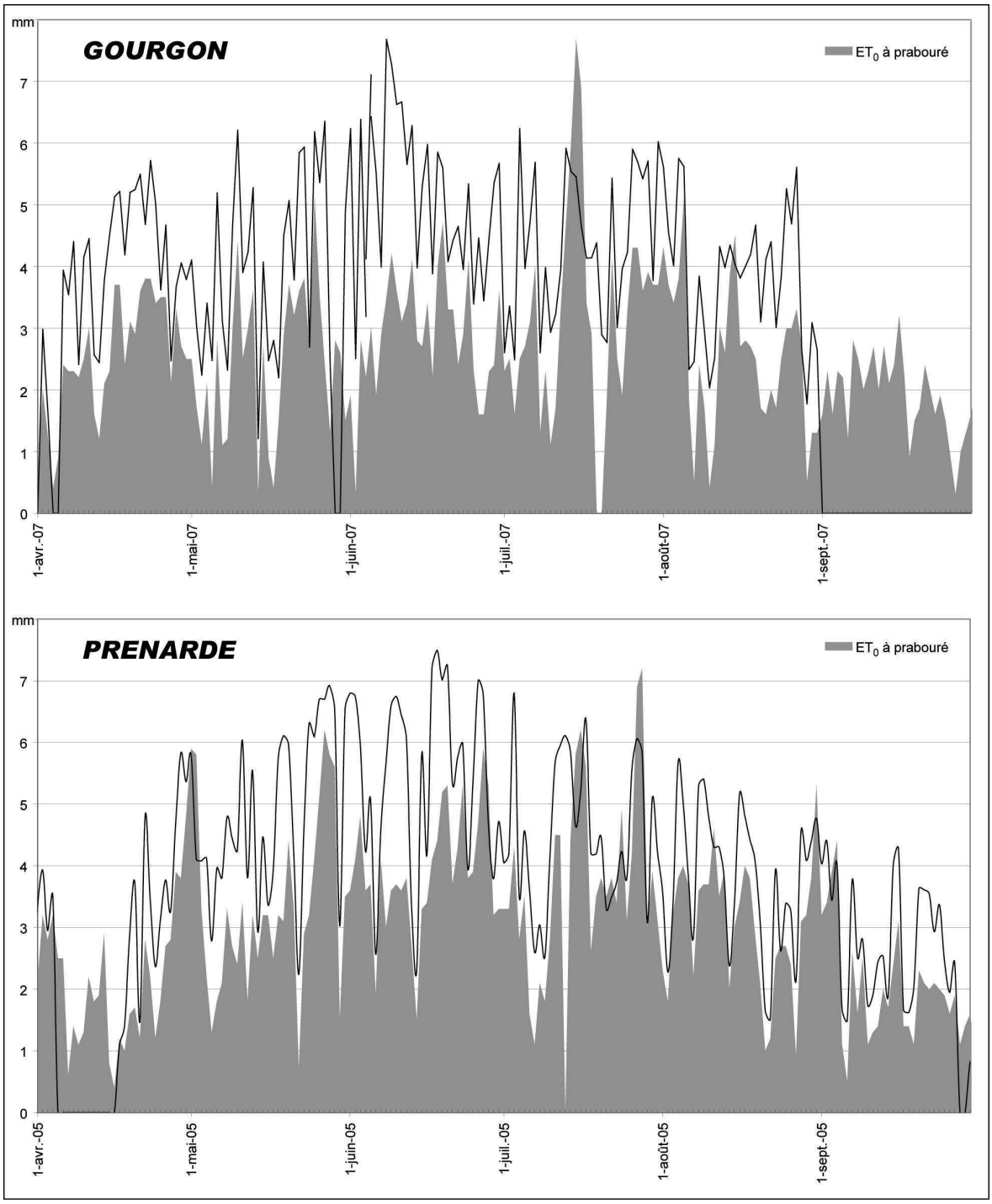
Figure 118 - Relation entre les niveaux piézométriques et l'évapotranspiration de référence



Les relations pour les valeurs des piézomètres manuels installés à Gourgon (2003-2006) nous permettent de faire plusieurs observations (Fig.118). Tout d'abord, il apparaît que l'été les mésotopes de tourbière haute bombée (P2, P10) et de pente (P4, P9) sont plus sensibles aux valeurs d'évapotranspiration des jours précédents (J à J-2) que les autres mésotopes et notamment celui de tourbière haute de couverture. Les coefficients de corrélation de ces mésotopes avoisinent 0,6. Durant l'automne, la situation s'inverse. Les meilleurs coefficients de corrélation ($r \approx 0,55$) concernent le total de l'évapotranspiration des 5, voir 8, jours précédents le relevé piézométrique, pour les mésotopes de tourbière haute de couverture (P11, P12) ou de tourbière basse riparienne (P16). En effet, les niveaux des nappes s'étant abaissés durant l'été, réduisant les phénomènes de remontée capillaire, et l'apport énergétique solaire diminuant, c'est dans les mésotopes où les niveaux de nappe restent proches de la surface que l'impact de l'évapotranspiration est plus marqué.

A la Prenarde, pour la période 2002-2007, les relations sont faibles, et c'est logique, lorsque les valeurs ne sont pas classées par saison. Nous remarquons pour l'ensemble des piézomètres situés dans le mésotope de tourbière basse, et en périphérie, que le pas de temps utilisé pour le total de l'évapotranspiration a peu d'incidence sur les relations (exemple de P10 – Fig. 118). En effet, l'évapotranspiration est un phénomène plus régulier et plus constant que ne le sont les précipitations. Nous pouvons constater que pour les différents comportements piézométriques identifiés précédemment, les relations avec l'évapotranspiration présentent des nuances. Dans la partie centrale de la tourbière quasiment toujours saturée, l'évapotranspiration influe très peu sur la nappe et seulement durant l'été (P5 – type 2). C'est l'eau stockée dans les flaques qui alimente l'ETR sans que cela ne se traduise sur les niveaux piézométriques. Nous observons le même phénomène pour P3 (type 1) lorsque l'évapotranspiration est faible en hiver et au printemps. Si la situation est complexe pour l'été, durant l'automne la relation semble très claire. C'est également le cas pour P7 (type 3), avec, dans ce secteur où la nappe n'atteint jamais la surface, une influence plus marquée dès le printemps. Enfin, nous pouvons remarquer que les bas de versant en bordure de la tourbière (P1, P10 et P12 – type 4) constituent les secteurs dans lesquels les niveaux piézométriques sont les mieux corrélés avec l'évapotranspiration. Dès le printemps, et de manière plus accrue à l'automne, les bas niveaux piézométriques correspondent aux fortes valeurs d'évapotranspiration. Si l'été nos enregistrements sont perturbés par l'assèchement des tubes, le niveau de la nappe s'abaisse profondément dans le sol (<75cm) et réduit considérablement l'alimentation de l'ETR.

Figure 119 - Evapotranspiration journalière de référence (ET_0) à Gourgon et la Prenarde



L'évapotranspiration journalière (ET_0) à Gourgon et la Prenarde oscille généralement l'été entre 5 et 6 mm.j^{-1}, mais peut dépasser 7 mm par jour (7,49 le 18 juin 2005 à la Prenarde et 7,7 le 7 juin 2007 à Gourgon). Ces valeurs sont légèrement supérieures aux valeurs d'évapotranspiration maximales proposées dans la littérature scientifique (Tab.3, chapitre1 –page 38), mais sont semblables à celles de Prabouré et du col du Béal (données Météo-France). Afin de donner quelques repères, nous pouvons indiquer quelques valeurs caractéristiques des types de temps au cours de la saison végétative. L'hiver, l'$ET_{0,}$ qui peut dépasser 3 mm.j^{-1} les journées bien ensoleillées (3,51 mm le 14 mars 2007 à Gourgon), reste la majeure partie du temps proche de 1 mm .j^{-1}. Entre début avril et fin juin, la valeur de l'ET_0 double. A la Prenarde, en 2005, entre le 2 avril et le 17 juin, elle passe de 3,7 à 7,2 mm .j^{-1}. L'été, lorsque l'évapotranspiration est à son maximum, les valeurs ne s'abaissent pas sous 2,5 mm les journées froides sans soleil (ex : 2,5 mm, le 3 juillet 2007 à Gourgon et 2,6 mm, le 8 août 2007 à la Prenarde). Si les lacunes des séries de données, nous incitent à la prudence dans l'interprétation des résultats, nous pouvons toutefois constater que l'ET_0 pour nos sites est supérieure en moyenne à celles de Prabouré et du col du Béal (Fig.118). En considérant les relations ETR / ET_0 pour les tourbières (0,77 pour les mésotopes de tourbière haute et 0,95 pour les mésotopes de tourbière basse) et pour les secteurs de landes et pâtures des Hautes-Chaumes (ETR / ET_0 = 0,65 valeur haute d'après une synthèse des valeurs recensées pour ce type de milieu), les zones tourbeuses évapotranspireraient au minimum 58 mm d'eau supplémentaires pendant la période estivale (juin à septembre). Pour la tête de bassin versant du Chorsin, cela représenterait donc un volume d'eau de près de 35103 m^3 qui est soustrait aux écoulements et retourne dans l'atmosphère du fait de la présence du macrotope. Pour la tête de bassin versant du Chantereine, le contexte forestier (ETR / ET_0 = 0,85 à 1 suivant la disponibilité de l'eau dans la nappe de versant) et la plus faible superficie de tourbière (9 ha) réduisent ce volume à moins de 3316 m^3.

6.3.1.3 Bilan de l'eau disponible pour l'écoulement

Un bilan de l'ensemble des observations que nous avons pu faire dans les paragraphes précédents s'impose. L'objectif est de synthétiser les informations et d'évaluer la part des volumes d'eau qui s'écoulent dans les bassins versants qui sont soumis à l'influence des tourbières.

Dans la tête de bassin versant du Chantereine (85 ha), 800 à 950 milliers de m^3 sont précipités annuellement. Environ la moitié est interceptée, évaporée et transpirée par les

plantes, soit un volume de 400 à 550 milliers de m^3 environ, le reste alimentant les écoulements directement ou après une phase de stockage dans les sols, les formations superficielles ou la tourbe (400 à 500 milliers de m^3). Dans le contexte forestier, la spécificité des tourbières vis-à-vis du processus d'évapotranspiration se distingue peu de celle de la sapinière. Toutefois, si l'interception des précipitations est considérable (25 à 35%), sur les versants pentus l'évapotranspiration peut être rapidement limitée par la position de la nappe dans les formations arénacées. Dans les zones tourbeuses, le stock d'eau de l'acrotelm représente 85 milliers de m^3. Ce stock, réalimenté par les précipitations (95 milliers de m^3) et les écoulements de versants, fournit l'eau pour l'évapotranspiration (60 milliers de m^3) et les écoulements vers le réseau hydrographique et/ou les formations superficielles. Il fluctue au cours de l'année mais reste toujours proche de la saturation et ne se vide jamais totalement. La part de l'eau issue de la tourbière de la Prenarde (2 ha) dans le volume d'écoulement annuel à l'exutoire peut être évaluée à 7,5% environ. Elle comprend une très faible proportion de l'eau contenue dans le catotelm où, l'eau circulant très lentement, est stockée à long terme.

Dans la tête de bassin versant du Chorsin (200 ha), les volumes mis en jeu sont plus importants. Les précipitations fournissent 2400 à 3000 milliers de m^3 annuels. L'évapotranspiration en prélève 40 à 50%, soit 1000 à 1500 milliers de m^3. Avec 32% de zones tourbeuses dans la tête de bassin versant, le macrotope de Gourgon joue un rôle considérable dans l'augmentation du volume d'eau évapotranspiré par rapport aux landes et pâtures qui composent les autres groupements végétaux caractéristiques des Hautes Chaumes (près de 65 milliers de m^3). Cette quantité d'eau qui n'arrive pas à l'exutoire en raison de la présence des tourbières peut être estimée à un débit moyen annuel de 2 $l.s^{-1}$, soit 4% du volume d'eau annuel écoulé à la station hydrométrique. Si en automne et en hiver, les débits étant élévés et l'évapotranspiratipon limitée, cette proportion est faible (<1%), au printemps, elle dépasse 6,5% et en été atteint 9% d'après nos calculs. Au final, le volume d'eau annuel qui s'écoule à l'exutoire de la tête de bassin du Chorsin s'élève de 1450 à 1950 milliers de m^3.

Ces calculs mettent en évidence l'importance de la superficie et du contexte dans lequel se situent les tourbières, pour la compréhension de leur rôle hydrologique. Il s'agit donc maintenant d'étudier la dynamique de ces écoulements à travers l'analyse de l'évolution des débits dans le temps et dans l'espace.

6.3.2 Les tourbières et les débits des cours d'eau à l'exutoire des bassins versants

Les caractéristiques des têtes de bassin versant du Chantereine et du Chorsin nous conduisent à utiliser des démarches légèrement différentes pour évaluer le rôle des tourbières sur les débits. En effet, dans le premier cas, nous avons pu établir une comparaison avec la tête de bassin versant de la Mare qui possède des caractéristiques géométriques et climatiques similaires, mais n'a pas de tourbières. De plus, pour le bassin versant du Chantereine, nous avons pu installer des stations de mesures hydrométriques à l'amont et à l'aval de la tourbière. Cela n'a pas été possible à Gourgon où les ruisseaux naissent dans le macrotope tourbeux. De même, pour les Hautes Chaumes du Forez, il n'existe pas de bassin versant sans tourbière comparable à celui du Chorsin. Comme nous l'avons montré dans le chapitre 3.1 (page 82), la quasi totalité des têtes de bassin versant de la partie supérieure du massif sont occupées par des tourbières. Nous avons alors cherché à mettre en évidence le rôle des tourbières en analysant l'évolution des débits du Chorsin de l'amont jusqu'à sa confluence avec le ruisseau de Pierre Brune.

Comme nous allons le voir, la littérature scientifique a souvent étudié le rôle hydrologique des tourbières de manière indirecte, en relation avec les impacts du drainage. Seule, l'étude du bassin versant du Peschio [Martin et al. 2002] peut nous servir de référence. Nous nous appuierons sur les méthodes d'analyse corrélatoire, qui permettent de distinguer l'effet d'événements passés sur le présent, et sur l'étude de séquences hydro-météorologiques caractéristiques pour analyser l'impact de la présence des tourbières sur la réponse du Chantereine et du Chorsin.

6.3.2.1 Le rôle de régulation des écoulements

Les différentes études portant sur les conséquences du drainage [Holden et al. 2004] ont permis de montrer que la modification des propriétés hydrauliques de la tourbe résultant de l'assèchement et/ou la destruction des tourbières a un impact sur le fonctionnement hydrologique des bassins versants. Il apparaît généralement que le drainage entraîne une augmentation des pics de crue, tant en volume qu'en rapidité. La capacité de stockage de l'eau dans les tourbières diminue et l'écoulement moyen annuel à l'exutoire des bassins versants augmente. Si certaines études sont parfois contradictoires, il nous semble que la diversité des tourbières, des types de bassins versants, des contextes climatiques, mais également des dispositifs de drainage, expliquent ces résultats (Tab.26).

Tableau 26 - Impacts du drainage des tourbières sur l'hydrologie des bassins versants

Auteur	date	Effets hydrologiques sur le stockage temporaire	les pics de crue	l'écoulement annuel	Processus étudié
Etude de l'impact du drainage de quelques secteurs dans les grands bassins versants					
Lewis	1957	-	+	+	Variation du stockage de l'eau
Oliver	1958		+		Variation du stockage de l'eau
Howe et al.	1967		+	+	Densité du réseau de drainage
Institute of Hydrology	1972		+	+	Variation du stockage de l'eau
Moklyak et al.	1975	+/-	+/-	+/-	Tous
Newson et Robinson	1983	-	-	+	Caractéristiques du bassin versant
Etude de l'impact à l'échelle du sous bassin ou de la partie drainée					
Conway et Millar	1960	-	+	+	Stockage, incendie
Mustonen	1964		+		
Burke	1967	+	-	+	Variation du stockage de l'eau
Heikurainen	1968	+	-		
Baden et Egglesmann	1970	+	-		Drainage, écoulement de surface
Robinson	1980	-	+		Changements de la couverture végétale
Ahti	1986	-	+	+	Densité du drainage et écoulements de surface
Gunn et Walker	2000	-	+	+	Tous

(d'après Holden et al 2004)

Les tourbières non drainées influent sur la désynchronisation des flux d'eau qui circulent pendant et après les épisodes pluvieux. Parmi les travaux les plus marquants, nous pouvons citer ceux de Holden [2003]. Il observe les divers types d'écoulement, de surface, hypodermique et dans les conduits souterrains d'une tourbière de couverture. Il montre qu'ils ne se déclenchent pas de manière uniforme et ne fonctionnent pas suivant les mêmes rythmes. Ainsi, après l'arrêt des précipitations, les secteurs en pente douce des parties supérieures et inférieures des versants tourbeux continuent de produire un écoulement de surface, alors que sur les pentes les plus raides, l'écoulement s'effectue sous la surface à 3 cm de profondeur [Holden 2003]. Comme nous l'avons vu, la majeure partie de l'eau des précipitations s'écoule à la surface des tourbières. C'est la microtopographie de surface, en raison de sa rugosité, qui permet le ralentissement de l'écoulement et le stockage temporaire des précipitations. La dynamique d'évolution de la tourbière, à travers sa végétation de surface, doit donc être observée avec attention. Toutefois, si les écoulements hypodermiques sont quantitativement moins importants, ils peuvent influer sur l'écoulement de base des ruisseaux, notamment en restituant très lentement une part de l'eau des précipitations. Pour la majeure partie des études, les tourbières atténuent et retardent la circulation de l'eau dans les bassins versants. C'est d'ailleurs la conclusion de la seule véritable étude menée en France sur la question. Il s'agit de la tourbière des Sagnes dans le bassin versant du Peschio, au nord-ouest du Mont Lozère [Martin et al. 2002]. C'est donc ce rôle de régulation des écoulements que nous allons essayer d'observer.

6.3.2.2 Le macrotope de Gourgon et les débits du Chorsin

Nous pouvons tout d'abord étudier le cas de la tête de bassin versant du Chorsin. A travers l'exemple du macrotope de Gourgon, nous nous intéressons au rôle hydrologique des vastes couvertures des tourbières hautes qui se répartissent sur les Hautes Chaumes du Forez. Pour cela, nous pouvons dans un premier temps nous appuyer sur les méthodes de l'analyse des séries chronologiques.

a - Analyses corrélatoires

Les méthodes d'analyses corrélatoires des séries chronologiques des pluies et des débits consistent à caractériser le système bassin versant par sa fonction de transfert. Le système est assimilé à une "boîte noire" dont on ignore le contenu que l'on veut étudier (analyse systémique), c'est-à-dire le mécanisme qui modifie l'entrée et la sortie par une relation de cause à effet. Ces méthodes s'inspirent directement des méthodes de traitement de signal [Mangin 1984]. Elles ont pour but d'extraire l'information contenue dans les chroniques de pluie et de débit représentant respectivement les fonctions d'entrée et de sortie du système hydrologique.

Les chroniques d'entrées et de sorties sont traitées soit séparément (analyses simples), soit l'une par rapport à l'autre (analyses croisées). Le corrélogramme simple permet de mettre en évidence la dépendance des événements entre eux pour des intervalles de temps de plus en plus grands (Fig.120). Par conséquent, il traduit la mémoire du système étudié [Mangin 1984]. Plus un évènement, pris à un instant donné, aura une influence à long terme plus lente sera la décroissance du corrélogramme. Il est la représentation graphique de la fonction d'autocorrélation. L'autocorrélation décrit la similitude entre une série de données et elle-même, d'un pas de temps variant de 0 à *m* (troncature) selon un pas d'échantillonnage *k* [Jenkins et Watts 1968, Mangin 1984].

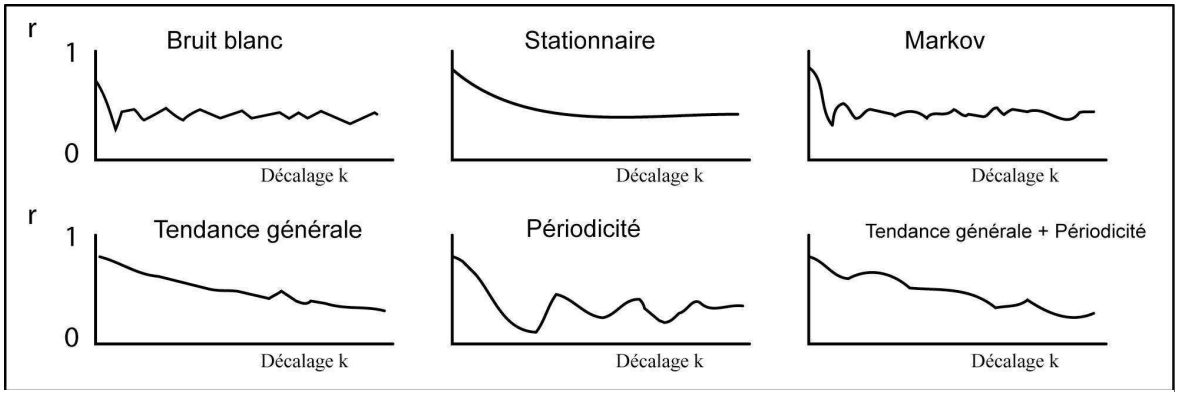
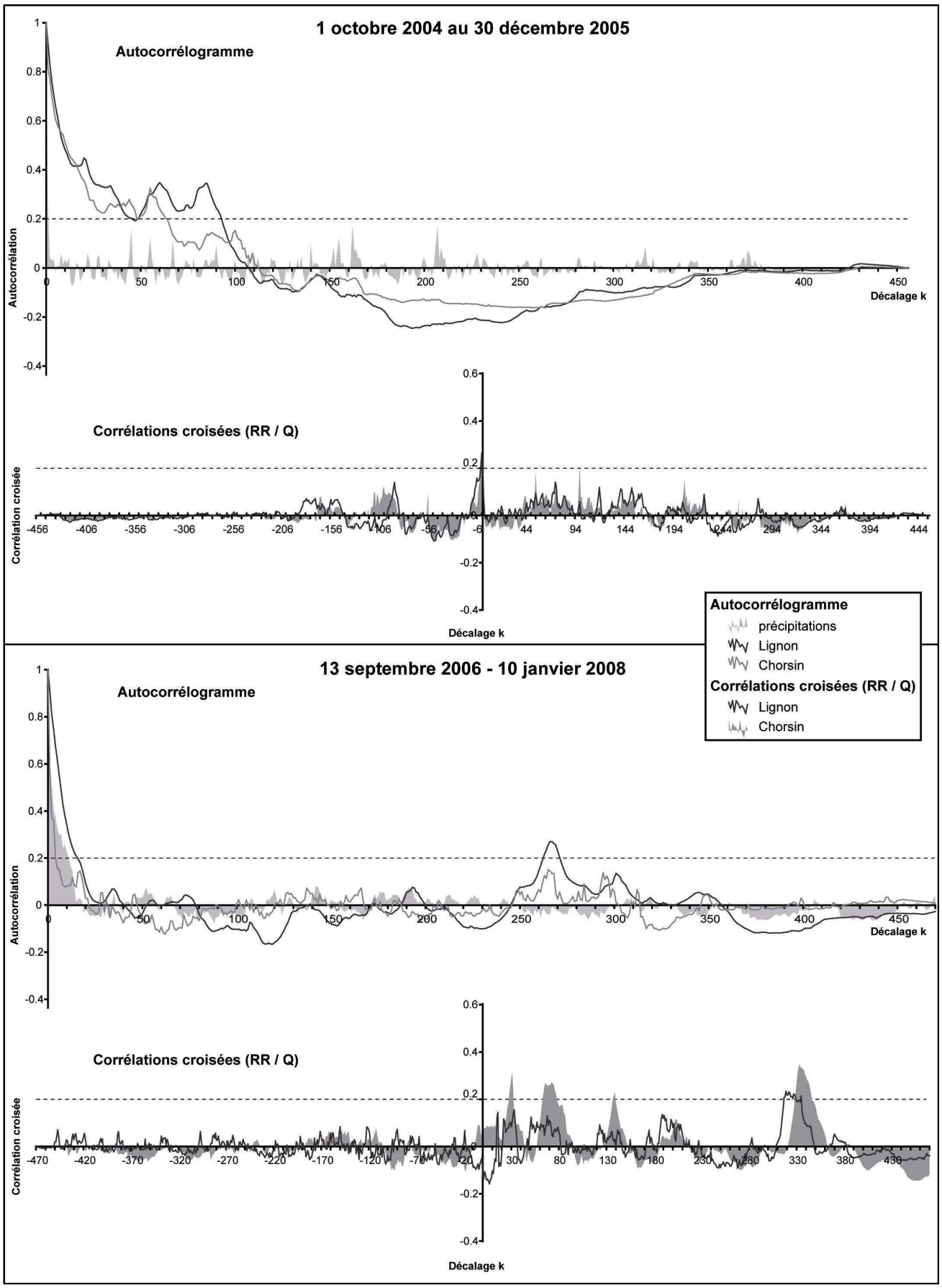


Figure 120 – Fonctions d'autocorrélation

Figure 121 - Analyses corrélatoires des écoulements du Chorsin



Elle traduit le niveau de corrélation interne entre les éléments d'une série d'observations ordonnées dans le temps ou l'espace (Fig.120). L'autocorrélation croisée représente une fonction d'intercorrélation entre les fonctions d'entrée et de sortie du système. Si la fonction d'entrée présente un caractère quasi-aléatoire et invariant, le corrélogramme croisé traduit la modulation par le système de l'impulsion d'entrée. Pour réaliser ces analyses, nous avons utilisé plusieurs logiciels : STOCHASTOS (projet industriel de T.NOROTTE), le module XLstat et JMulti, qui est un logiciel libre spécialisé dans l'analyse statistique des séries chronologiques.

Afin de mieux cerner les caractéristiques de la tête de bassin versant du Chorsin, nous nous sommes appuyé sur les valeurs des débits du Lignon, dont le Chorsin est un affluent, mesurées à la station de Chevelière (810 m d'altitude, 61 km^2). Sans surprise, les corrélogrammes simples des précipitations se caractérisent par une succession d'événements indépendants les uns des autres (Fig.121). Ils traduisent un processus quasi-aléatoire. Ceux des débits, sur les périodes du 1er octobre 2004 au 30 décembre 2005 et du 13 septembre 2006 au 10 janvier 2008, font tout d'abord apparaître une périodicité qui correspond à l'existence de cycles annuels et à l'importante réserve. A ce titre, nous pensons plus particulièrement à deux phénomènes cycliques déterminants dans la dynamique de ces bassins versants. Il s'agit, nous l'avons vu, du rôle des tourbières sur le volume d'eau évapotranspiré, mais également du stockage durant l'hiver des précipitations neigeuses. Les deux séries chronologiques étudiées permettent d'analyser la question des réserves pour des conditions hydrologiques très contrastées. En effet, comme nous l'avons montré dans le chapitre 4, la première, d'octobre 2004 à décembre 2005, est marquée par une importante sécheresse, alors que la seconde, de septembre 2006 à janvier 2008, traduit des conditions humides. Pour les corrélogrammes de 2004 – 2005, nous pouvons observer qu'au début de la période (jusqu'à k= 20) en situation humide (200 mm de précipitations en octobre), les coefficients d'autocorrélation diminuent de manière similaire. Ensuite, les écarts que nous observons entre les deux courbes correspondent à des périodes hivernales où l'impact des précipitations neigeuses dans la réponse des cours d'eau est important. Au dessus de 1300 m d'altitude, pour le Chorsin, le manteau neigeux stocke une part importante de l'eau précipitée, ce qui n'est pas le cas pour les parties basses drainées par le Lignon, 500 mètres plus bas en altitude. Pour les corrélogrammes de 2006 – 2007, il apparaît cette fois que la courbe du Chorsin est plus lissée que celle du Lignon. Cela traduit à l'aval du macrotope de Gourgon l'importance de l'effet mémoire du système en période humide, autrement dit l'importance de la régulation des écoulements par les tourbières.

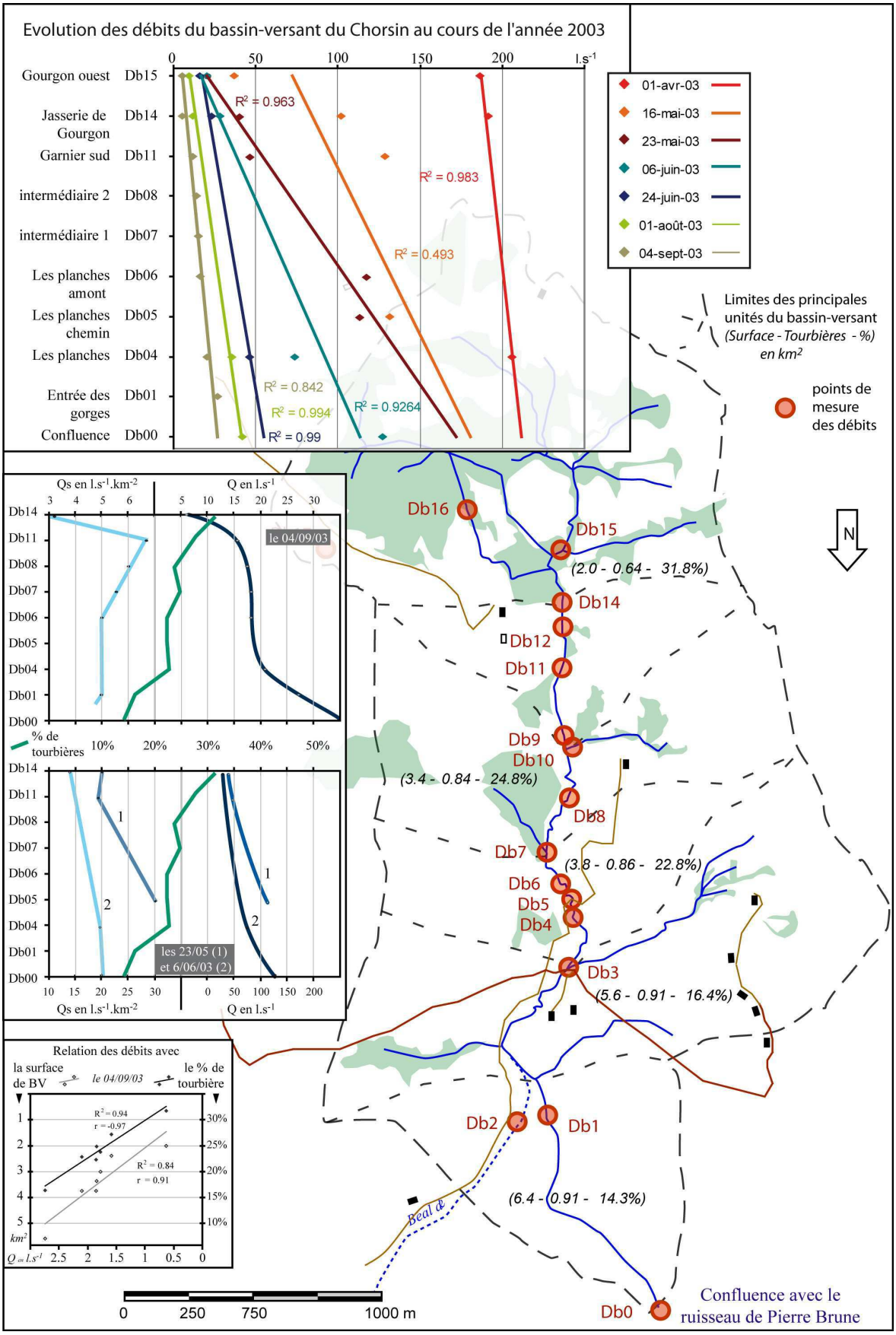
b - Evolution des débits dans le bassin versant du Chorsin

Comme nous l'avons indiqué en préambule, pour le Chorsin, il n'a pas été possible de définir une autre tête de bassin versant aux caractéristiques comparables, mais sans tourbières (paired catchment). Elle aurait permis la comparaison et servi de référence à l'évaluation de l'impact du macrotope de Gourgon. Pour pallier cette difficulté, et parce que la répartition des tourbières n'est pas identique dans l'ensemble du bassin versant du Chorsin (6,37 km^2), nous avons réalisé plusieurs campagnes de mesure pour connaître l'évolution des débits de l'amont vers l'aval. Les outils du S.I.G. que nous avons mis en place nous ont permis de calculer la superficie et la proportion de tourbières en amont des différents points de mesure des débits. Alors que la part des tourbières dans l'occupation du sol est de près de 30% en tête de bassin (Gourgon - Db15), elle se réduit progressivement vers l'aval pour représenter moins de 15% pour la totalité du bassin versant du Chorsin. Les différentes campagnes de mesure réalisées en 2003 montrent l'évolution des débits du Chorsin de l'amont vers l'aval (Fig.122).

Si l'on s'intéresse aux valeurs brutes de débit, mis à part pour les mesures du 16 mai, l'évolution de l'amont vers l'aval est relativement linéaire, comme le traduisent les coefficients de détermination des courbes de tendance. Il est intéressant de constater que la pente des droites varie aux différentes saisons. En fin d'hiver, début de printemps, lors de la fonte du manteau neigeux, les parties supérieures contribuent très fortement (Db14) au débit du Chorsin (90% du débit de Db4 – Les planches), même si nos valeurs peuvent présenter une certaine marge d'erreur en raison des conditions difficiles de mesure en période de crue. Pour les autres campagnes, à la fin du printemps et durant l'été, la part de Db14 varie entre 30 et 50% de Db4.

En période d'étiage sévère, comme ce fut le cas début septembre 2003 (plus faible débit enregistré avec 6,3$l.s^{-1}$), il apparaît que l'évolution des débits de l'amont vers l'aval est mieux corrélée avec la proportion de tourbières, qu'avec la surperficie de bassin versant ($r=-0,97$ et $r=-0,91$). Il en est de même pour les droites de régression ($r^2=0,94$ contre $r^2=0,83$). En analysant les débits spécifiques, nous pouvons remarquer qu'ils diminuent globalement de l'amont vers l'aval tout en fluctuant. Toutefois, le point de mesure Db14, qui se situe immédiatement à l'aval du macrotope de Gourgon, présente une valeur particulièrement basse. Ensuite, les valeurs de débit spécifique diminuent jusqu'au point Db06, puis marquent un palier.

Figure 122 - Evolution amont / aval des débits dans le bassin versant du Chorsin



Il nous semble donc qu'à la fin de l'été 2003, après une très importante période de sécheresse, les tourbières contribuent à la réduction des volumes d'eau écoulés. C'est particulièrement le cas pour le macrotope de Gourgon, mais cela se traduit également plus à l'aval. En effet, entre les points de mesure Db08 et Db06, alors que la proportion de tourbières est stable, les débits spécifiques diminuent. Au printemps 2003 (23 mai et 6 juin), alors que les 5 premiers mois de l'année ont été marqués par des précipitations déficitaires (il manque 162,5 mm par rapport à la moyenne pour 2002-2007), l'évolution des débits et des débits spécifiques apparaît moins liée à la proportion de tourbières (Fig.121). Même si nous disposons de moins de mesures le long du bassin versant, nous pouvons affirmer que lors de cette période les débits sont encore largement alimentés par les nappes des versants. L'influence des tourbières est alors moins visible. L'ensemble des observations nous amène donc à penser que les tourbières ont un impact important sur les volumes écoulés.

c - Influence des tourbières dans les séquences hydrométéorologiques

Nous allons donc maintenant croiser les paramètres climatiques (précipitations, évapotranspiration ou à défaut températures et radiation solaire) et les paramètres hydrologiques (niveaux piézométriques et débits) pour les séquences caractéristiques de périodes humides (crues) et de périodes sèches (étiages). C'est au cours des années 2003 et 2005 que les étiages les plus marqués ont été enregistrés. Nous ne présenterons ici que la situation de l'année 2005, l'installation des principaux équipements de mesure étant postérieure à la sécheresse du printemps et de l'été 2003.

- Séquence du 1er septembre 2005 au 9 octobre 2005 (Fig.123).

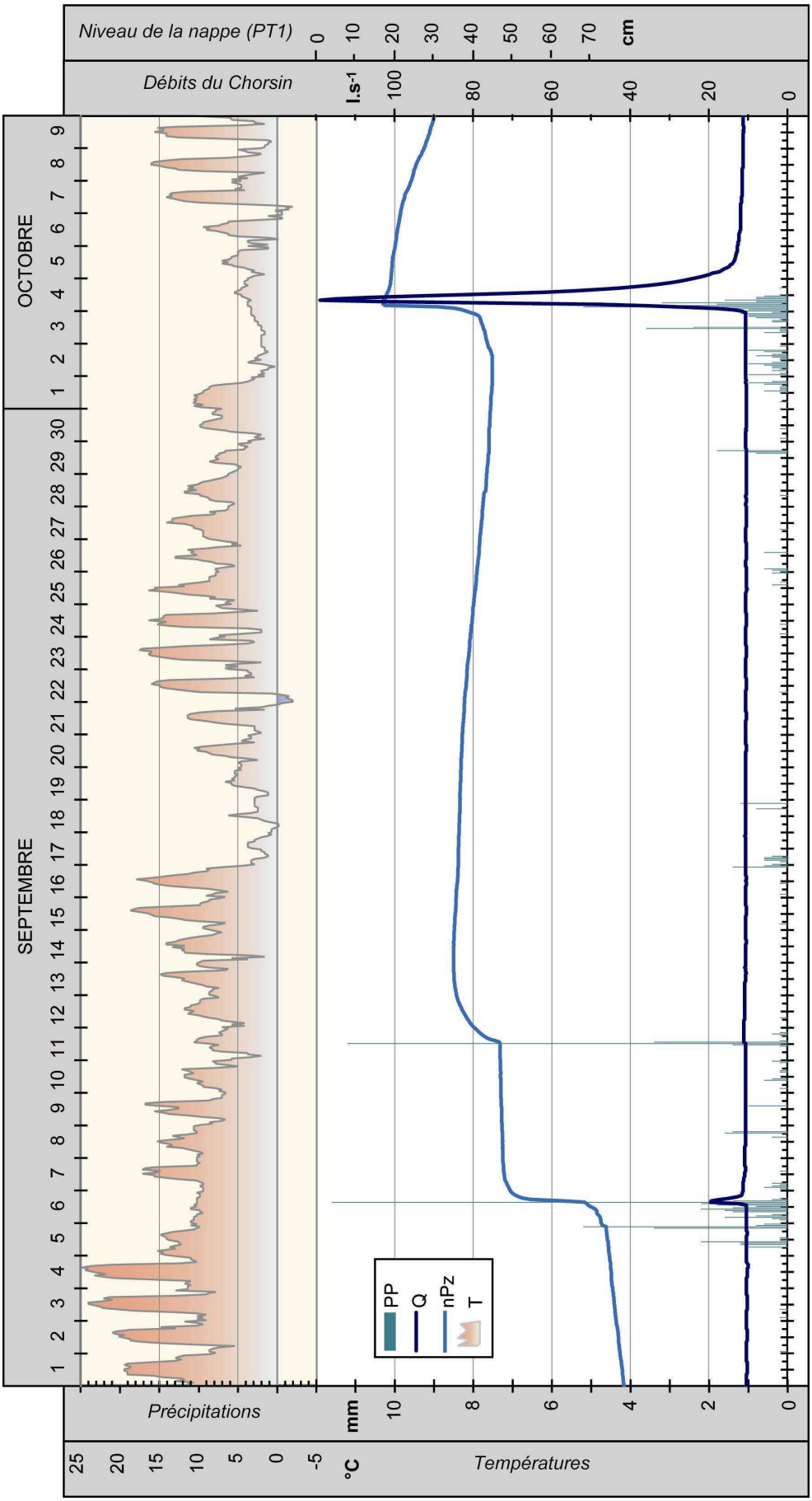
La séquence du 1er septembre au 9 octobre 2005 comporte 3 épisodes marquants que nous allons décrypter. Le premier survient entre le 5 et le 7 septembre. Après deux mois, juillet et août, marqués par de faibles totaux pluviométriques (environ 50% de la valeur moyenne pour 2002 – 2007), les niveaux des nappes dans le macrotope (25 à 50 cm de profondeur) et les débits du Chorsin sont au plus bas (10,5 $l.s^{-1}$). Il est à noter que début septembre, le niveau du piézomètre automatique PT1, installé quinze jours auparavant dans un mésotope de tourbière haute bombée, n'est pas encore remonté dans l'acrotelm (-79 cm). L'épisode pluvieux s'étale sur 48 heures, pour un total de 46,6 mm de précipitations.

Le 5 septembre, dans la matinée, une première averse de faible intensité (6,2 mm en 4 heures) est totalement absorbée, interceptée et évaporée par la tourbière et les versants. En

effet, nous n'observons pas de hausse du débit du Chorsin. Cette eau qui réhumidifie la tourbe en surface, n'entraîne pas d'ajustement de la nappe du bombement. Lorsque se déclenche la seconde averse à 20H, avec des intensités plus importantes (>3,5 $mm.h^{-1}$), le niveau piézométrique commence à s'ajuster. Lors de la troisième averse, le 6 septembre, entre 2H et 18H, il tombe 28,4 mm de précipitations avec un pic très marqué à 15H (11,6 mm). La nappe du bombement s'élève alors de 13,7 cm dans les deux heures qui suivent ce pic de précipitation. Elle se stabilise ensuite vers 48 cm de profondeur, à la limite inférieure de l'acrotelm. Parallèlement à ces fluctuations de la nappe dans les tourbières, nous constatons que le débit du Chorsin est peu marqué. Il reste stable jusqu'au 6 septembre (10,42 $l.s^{-1}$), alors qu'il est déjà tombé plus de 22 mm de précipitations et n'augmente qu'au plus fort de l'averse à 15H (19,56 $l.s^{-1}$). La réponse du Chorsin est alors immédiate, ce qui n'est pas surprenant dans la mesure où l'intensité des précipitations dépasse la capacité d'infiltration de l'eau à la surface des tourbières. Toutefois, le pic de crue reste très modeste au regard des quantités d'eau précipitée. Sur l'ensemble de l'épisode, la quantité d'eau cumulée qui s'est écoulée à l'exutoire représente 1 à 2% de la quantité d'eau précipitée. Ainsi, moins de 5 heures après le pic de crue, le débit est redescendu à 11,69 $l.s^{-1}$. Il retrouve son niveau du 5 septembre, c'est-à-dire son niveau initial, 14 heures plus tard.

Le second épisode significatif à lieu le 11 septembre. Cette fois, les 17,2 mm de précipitations tombent entre 10H et 14H. En raison de la brièveté de cette averse orageuse, et malgré sa forte intensité, elle semble totalement absorbée par les nappes. En effet, nous n'observons pas de crue du Chorsin. Une très légère augmentation du débit (0,5 $l.s^{-1}$) est toutefois enregistrée à partir de 12H, lorsque l'intensité des précipitations est à son maximum (11,2 $mm.h^{-1}$), et pour une durée de 17 heures. La nappe du mésotope de tourbière haute bombée réagit dès l'heure suivante et s'élève durant 54 heures, soit plus de 52 heures après l'arrêt de l'averse, pour atteindre -35 cm de profondeur. Le niveau piézométrique a augmenté de 11,8 cm à un rythme de 1 $cm.h^{-1}$ dans les quatre premières heures, puis 0,5 $cm.h^{-1}$ les 8 heures suivantes et enfin moins de 0,12 $cm.h^{-1}$ jusqu'au 13 septembre. Cet ajustement de la nappe traduit donc, comme nous le faisions remarquer dans les chapitres précédents, le phénomène de stockage de l'eau des précipitations en surface et dans les horizons supérieurs de la tourbière et son infiltration lente dans l'acrotelm.

Figure 123 - Séquence hydrométéorologique du 1er septembre au 9 octobre 2005



Enfin, le dernier épisode de cette séquence, débute le 1er octobre et se termine le 4 octobre. Avec l'automne, les températures ont chuté. La température moyenne, qui était encore de 13,2°C lors de la première décade de septembre, n'est plus que de 5,2°C pour la première décade d'octobre. Elle traduit une baisse de la radiation solaire et par conséquent la diminution de l'énergie disponible pour l'évapotranspiration. L'épisode débute le 1er à 12H, et jusqu'au 2 octobre à minuit. Le pluviomètre enregistre 26 heures de précipitations sur 36 possibles. Les intensités sont faibles, inférieures à 1 $mm.h^{-1}$. Durant cette phase, à l'image de ce que nous avons observé pour la première période, la nappe réagit peu et les débits restent constants (10,6 $l.s^{-1}$). Ce n'est que le 2 octobre à 16H, soit 28 heures après le début de l'épisode (10 mm de précipitations cumulées), que le niveau piézométrique commence à s'élever. Le 3 octobre, après une courte averse dans la matinée (7mm), les précipitations redémarrent à 16H avec des intensités faibles qui ne dépassent pas 5,2 $mm.h^{-1}$. Elles donnent lieu à un important pic de crue qui débute le 4 octobre à minuit. Les débits passent en 9 heures de 10,6 à 119 $l.s^{-1}$. C'est entre 6H et 7H, que la variation horaire du débit atteint son maximum (il augmente de 27, 6 $l.s^{-1}$). Si dès 21H, le 3 octobre, la hausse du niveau de la nappe du bombement s'est accélérée, elle s'élève de 17,5 cm entre 3 et 4 heures du matin, au plus fort de l'averse (8,4 mm en 2 heures). Elle se situe alors à 17 cm de profondeur. Assez rapidement après l'arrêt des précipitations elle s'abaisse pour atteindre 30 cm de profondeur le 9 octobre. La décrue s'effectue sur 52 heures et le débit se stabilise à un niveau légèrement supérieur (11,9 $l.s^{-1}$) à celui précédant cet épisode. Nous pouvons donc remarquer dans ce cas, l'importance des volumes d'eau qui arrivent à l'exutoire, malgré les bas niveaux des nappes. Cela s'explique par la combinaison de la durée des précipitations, et notamment de la phase de réhumidification des sols, et de la réduction de l'évapotranspiration. Dans un premier temps, le macrotope de Gourgon absorbe les précipitations ; le niveau de la nappe s'élève avec un décalage de 29 par rapport au début de l'averse, et ce n'est que lorsque la tourbière s'approche de la saturation (60 heures), que nous observons l'augmentation des débits du Chorsin.

Ainsi, au travers des trois épisodes que nous avons commentés pour la séquence du 1er septembre au 9 octobre 2005, nous pouvons tout d'abord faire remarquer l'importance du type d'averse dans la réponse hydrologique des tourbières, et par conséquent dans leur rôle vis-à-vis des débits à l'exutoire. Il apparaît clairement, en période sèche, que la présence des tourbières de la tête de bassin versant du Chorsin influe fortement sur les volumes d'eau écoulés, comme l'indiquait également les faibles débits spécifiques du point de mesure Db14, mais également sur le retard du pic de crue.

Nous pouvons donc maintenant nous intéresser à d'autres situations en période humide.

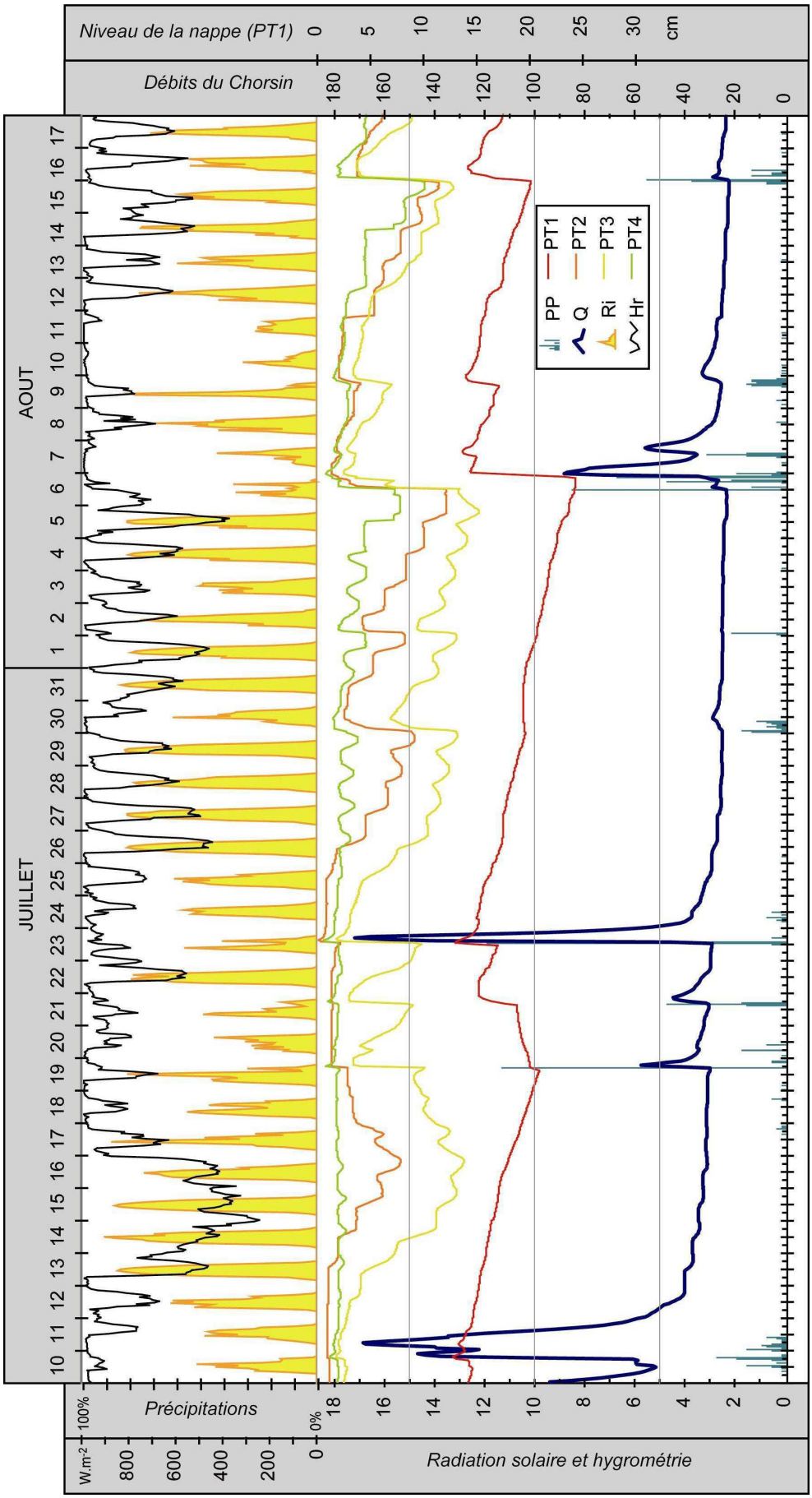
- Séquence du 10 juillet au 17 août 2007 (Fig.124).

À la fin du printemps et au début de l'été 2007, nous avons enregistré des totaux pluviométriques records pour la période 2002 - 2007 (500 mm de juin à juillet). Ainsi, pour la séquence qui nous intéresse, le total des précipitations est de 180 mm. Elles se répartissent en plusieurs épisodes généralement de type orageux. Les valeurs horaires dépassent par trois fois 8 $mm.h^{-1}$ et atteignent le maximum de 12 $mm.h^{-1}$ le 23 juillet à 12h. Malgré un contexte climatique très humide, nous constatons, à l'image des remarques du point précédent, que le type de précipitation est déterminant dans la réponse hydrologique du Chorsin. Ainsi, nous distinguons :

- le 19 juillet, la faible réponse du débit (58,2 $l.s^{-1}$) à une averse courte (1H) et très intense (11,4 mm). C'est également le cas le 21 juillet (9,2 mm en 3H et un débit maximum de 45,3 $l.s^{-1}$) ;
- un fort pic de crue (172,7 $l.s^{-1}$), le 23 juillet, suite à des précipitations qui restent modestes (15,6 mm en 3H, dont 12 mm à 12H) ;
- et enfin l'absence de réponse des débits aux précipitations du 30 juillet (7,6 mm en 9 heures) ou du 2 août (2,6 mm en 2 heures).

Si les conditions estivales ont été humides, les fluctuations des niveaux de nappe, sous l'effet de l'évapotranspiration (courbe en escalier), sont importantes pour les piézomètres automatiques (PT1, 2, 3 et 4). Elles sont déterminantes pour comprendre la réponse du Chorsin. Entre le 24 juillet et le 5 août, l'évapotranspiration fait chuter les nappes dans l'acrotelm d'une dizaine à une quinzaine de centimètres, et ce alors qu'elles ont absorbé totalement les averses du 30 juillet et du 2 août (10,2 mm au total). Ainsi, les plus importantes crues se produisent lorsque les précipitations se poursuivent après une phase de saturation de la nappe des tourbières. C'est le cas le 23 juillet parce que les averses du 19 et du 21 (23,6 mm) ont permis de recharger l'acrotelm (hausse des niveaux d'environ 4 cm dans les différents piézomètres). C'est également le cas le 6 août où les 8,4 mm, qui tombent la première heure de l'averse, entraînent un ajustement rapide des niveaux piézométriques (entre 5,3 et 8,4 cm 1H après le début de l'averse pour PT2, 3 et 4).

Figure 124 - Séquence hydrométéorologique du 10 juillet au 17 août 2007



- Séquences du 28 novembre au 4 décembre 2004 et du 16 au 23 mars 2005 (Fig. 125)

La première séquence a lieu à la fin de l'automne et la seconde à la fin de l'hiver. Elles traduisent l'influence du stockage des précipitations neigeuses sur les écoulements, dans deux situations d'enneigement différentes, très représentatives de l'irrégularité du phénomène pour les Hautes Chaumes du Forez. En effet, dans le premier cas, les précipitations neigeuses restent faibles. Elles fondent rapidement dans les jours suivant l'averse. Si trois heures après le début de l'épisode pluvieux, le débit du Chorsin commence à s'accroître, nous pouvons observer, avec la baisse des températures, que l'enregistrement des précipitations est modifié. Entre le 29 novembre et le 2 décembre, nous observons donc une phase de stockage des précipitations sous forme de neige. Durant cette phase l'hydrogramme de crue s'étale (4 heures à 82,5 $l.s^{-1}$). Ensuite, le 2 décembre vers 6H, une deuxième crue se déclenche sans nouvelles précipitations. Elle est plus importante que la première (134,8 $l.s^{-1}$) et est alimentée par la fonte totale du manteau nival à la faveur d'une hausse des températures.

La situation de la séquence de mars 2005 correspond à une période de fonte de l'important manteau neigeux qui s'est accumulé au cours de l'hiver (entre 0,5 à 2 m de neige mesurés le 14 mars). Lors de cette phase la variation du débit du Chorsin est principalement liée aux variations de la température et de la radiation solaire qui fournissent l'énergie nécessaire à la fonte de la neige. Nous pouvons ainsi observer des oscillations journalières du débit qui correspondent à l'alternance jour / nuit.

Si dans ce dernier cas, les tourbières ne jouent aucun rôle spécifique, d'autant que leurs nappes sont rapidement saturées par l'eau de fonte, elles ne sont pas complétement neutres dans le permier cas. En effet, lorsque les précipitations neigeuses sont modestes, compte tenu de l'importance du vent dans la redistribution spatiale du manteau neigeux, la rugosité de surface des tourbières hautes (ligneux bas et haut sur les secteurs boisés) peut être un élément favorisant le stockage. Il est bien évidemment moins important que celui de la forêt, mais est supérieur à celui des prés et des landes herbacées.

- Séquence du 18 au 30 mai 2005 et du 24 octobre au 18 novembre 2004 (Fig.126)

Ici, il s'agit d'analyser la réponse du Chorsin et notamment sa décrue, après un important épisode pluvieux printanier (48H de précipitations pour un total de 91 mm). Nous pouvons tout d'abord constater sur l'hydrogramme que les débits du Chorsin répondent, dans ces conditions humides, avec un décalage de 3 à 4 heures, pour atteindre un débit horaire maximum de 718,5 $l.s^{-1}$. Lors d'un autre épisode, du 25 octobre au 4 novembre 2004, dans des conditions similaires, sept crues successives laissent apparaître un décalage médian de

Figure 125 - Séquence de novembre 2004 et de mars 2005

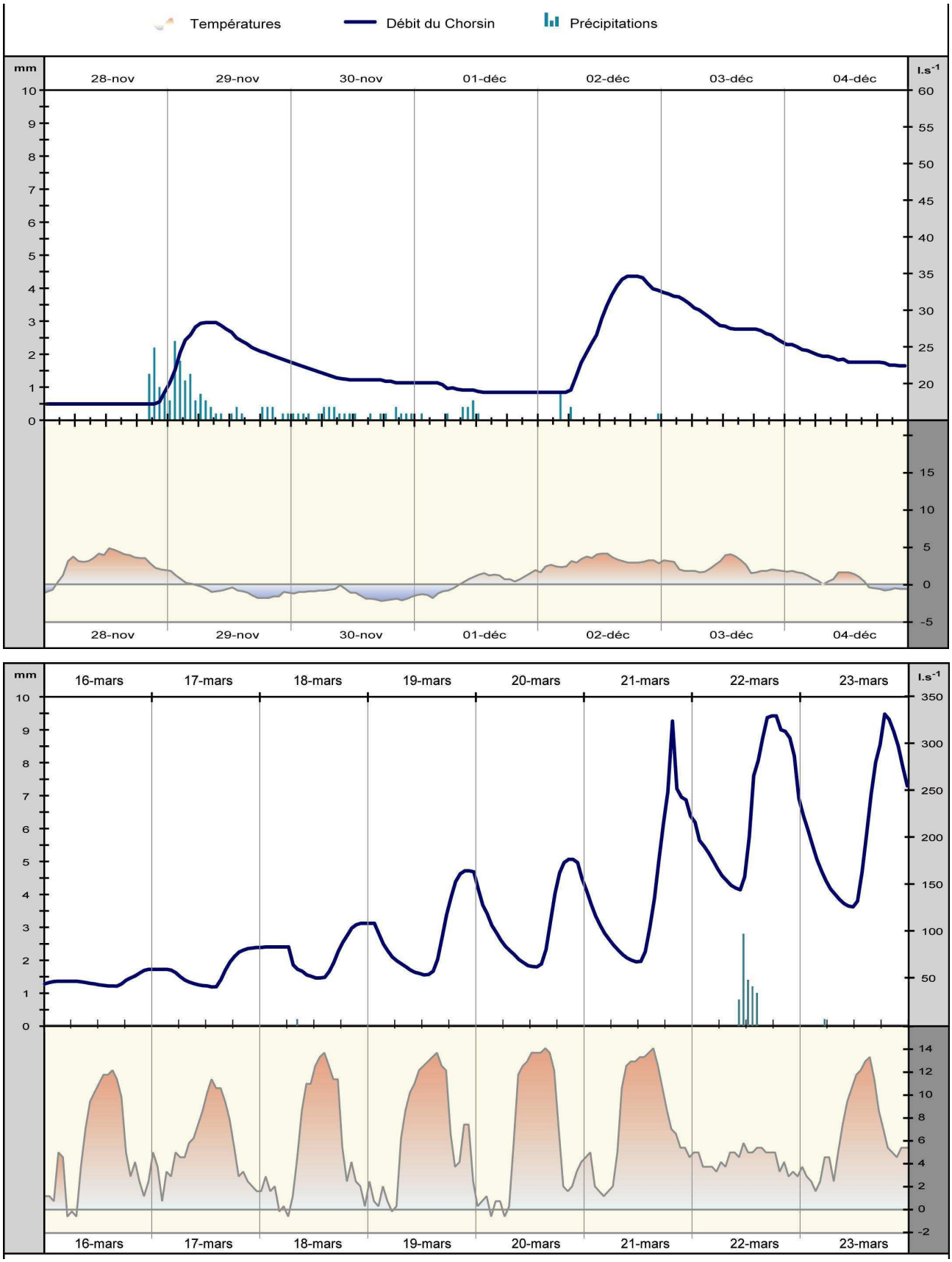
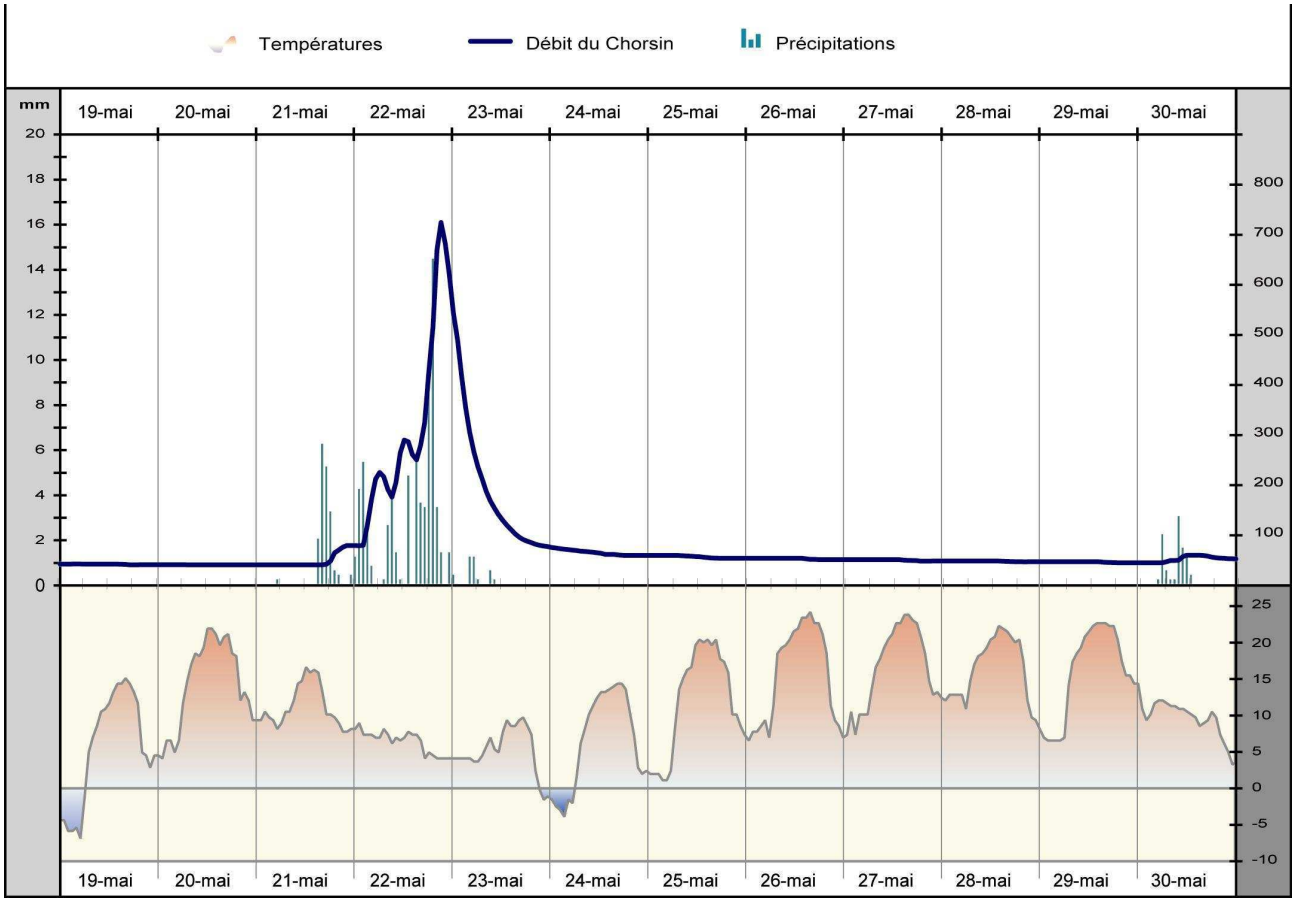
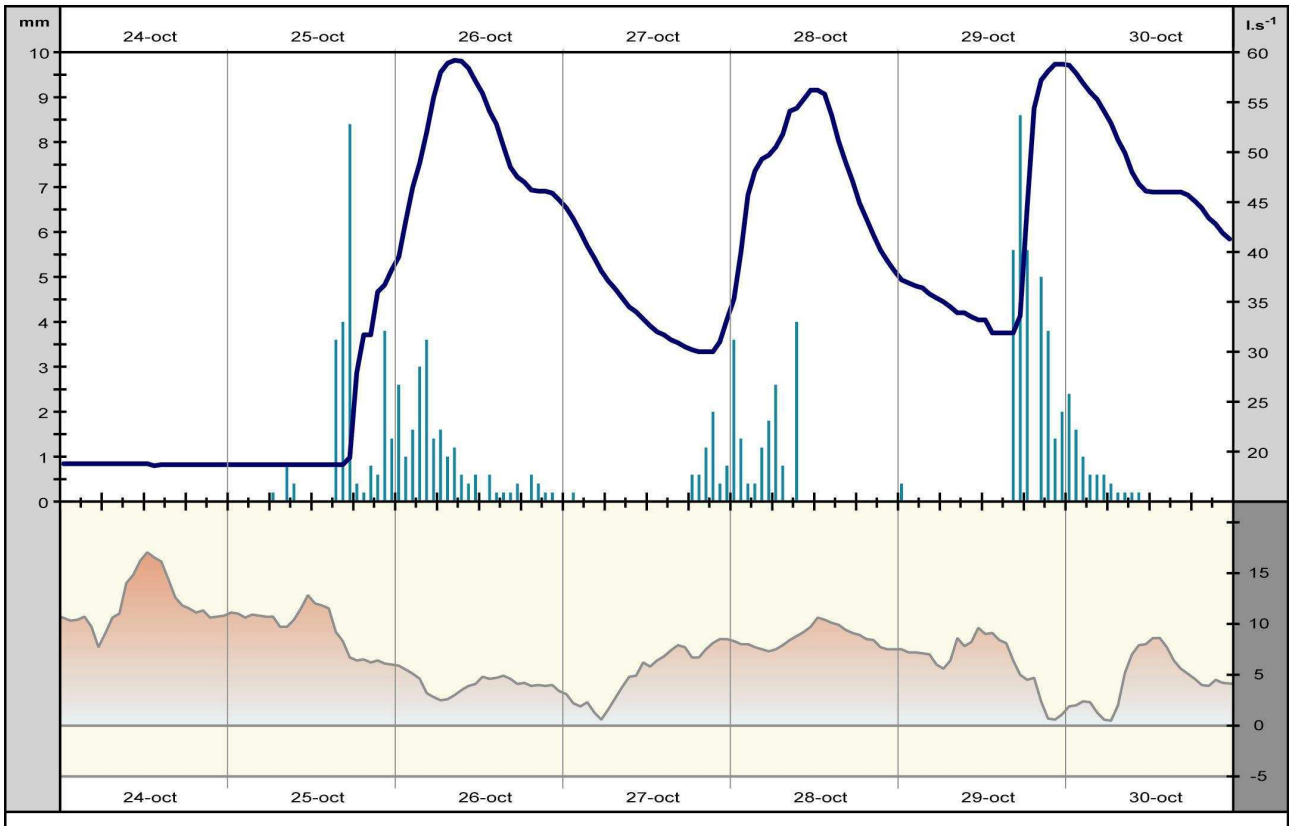


Figure 126 - Séquence de mai 2005 et d'octobre 2004



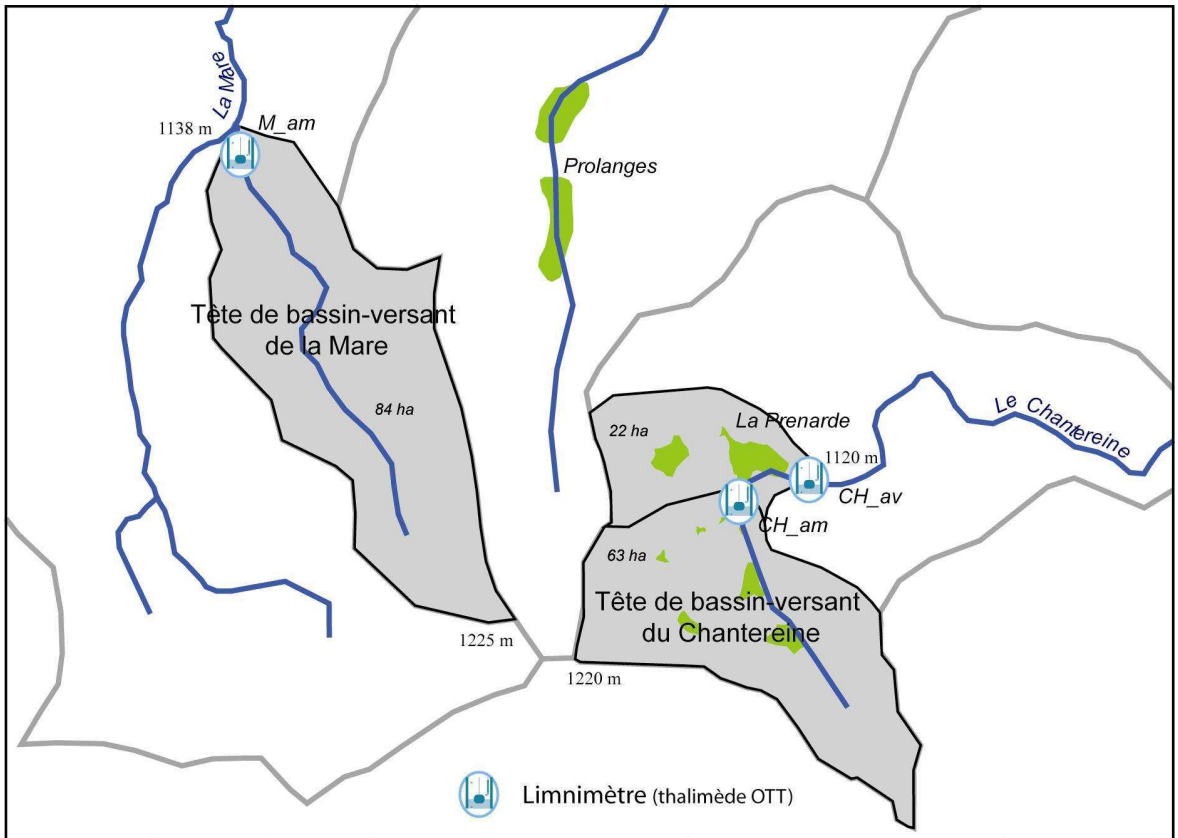


3H, entre le début des précipitations et la hausse des débits. Ces derniers atteignent leur niveau maximum (475 à 550 $l.s^{-1}$) 5 à 15 heures après le début de la hausse (temps de montée). Ces valeurs sont importantes compte tenu de la taille de la tête de bassin versant. A ce titre, nous pouvons commenter un autre épisode qui illustre l'important décalage qu'il peut exister, du fait de la présence de tourbières, entre le début de l'épisode pluvieux et le pic de crue. Du 26 au 30 septembre 2007, les précipitations de faible intensité (toujours < 2,5 $mm.h^{-1}$) se produisent durant 50 heures sur 3 jours (total cumulé de 39,2 mm) et provoquent une crue lente. Les niveaux des nappes étant proches de la surface, nous observons une augmentation progressive du débit du Chorsin, parallèle à la saturation de l'acrotelm (de 10 $l.s^{-1}$ en 37 heures), puis un pic de crue important (321,6 $l.s^{-1}$), 51 heures après le début de l'épisode. L'analyse de l'ensemble des épisodes de crue que nous avons pu enregistrer entre 2004 et 2007 montre que le décalage entre le début des averses et la hausse du débit à l'exutoire varie de 1 à 9 heures suivant les saisons et les conditions hydrologiques antérieures à l'épisode. La valeur médiane est de 3 heures. Le décalage entre le début des averses et le pic de crue atteint une valeur médiane de 9 heures et le temps de montée médian est de 6 heures. L'ensemble de ces valeurs traduit des temps de réponses de la tête de bassin versant du Chorsin largement supérieurs à ce que nous indiquent les temps de concentration que nous avons calculés à partir de la longueur maximale du parcours de l'eau, de la pente longitudinale moyenne du bassin–versant (méthode de Kirpich : 21 minutes) et d'indices caractérisant les conditions de surface (Mockus : 99 minutes).

Pour finir, nous pouvons, de nouveau, nous intéresser à l'épisode du 18 au 30 mai 2005, pour cette fois observer la phase de la décrue et de tarissement. La décrue dure 25 à 30 heures et le retour au débit initial du Chorsin, c'est-à-dire à celui du 20 mai (34 $l.s^{-1}$), prend plus de 7 jours (180 heures) (Fig.126). La durée typique de la décrue pour les différents épisodes de la séquence du 25 octobre au 18 novembre 2004 est de 36 heures. Le tarissement s'étale sur plus de 12 jours (308 heures). La synthèse 2004 – 2007 montre que la durée de la décrue est inférieure à 12 heures pour des débits de crue inférieurs à 150 $l.s^{-1}$ et atteint 24 à 40 heures lorsqu'ils dépassent 200 $l.s^{-1}$. L'ensemble des observations, que nous venons de réaliser en étudiant ces séquences hydrométéorologiques caractéristiques, nous amène donc à conclure sur le fort impact du macrotope de Gourgon sur les écoulements de la tête de bassin versant, notamment pour ce qui concerne l'amortissement des pics de crue.

6.3.2.3 Les tourbières de la tête de bassin versant du Chantereine

Pour la tête de bassin versant du Chantereine, notre démarche d'étude du rôle des tourbières bénéficie de la mesure de l'évolution des débits à l'amont et à l'aval du mésotope de la Prenarde, mais également de la possibilité de comparer les débits à l'exutoire avec ceux d'une tête de bassin versant limitrophe aux caractéristiques comparables, mais sans tourbières. Il s'agit de deux têtes de bassin versant à dominante forestière (80 à 90%), dont nous rappelons ici les caractéristiques (Fig.127). Toutefois, dans un premier temps, nous allons nous intéresser à l'évolution des débits dans la tête de bassin versant du Chantereine. En effet, au cours des années 2003 et 2004, avant l'installation de la station limnimétrique CH_am, nous avons réalisé plusieurs campagnes de mesure de débits du Chantereine, de ses petits affluents et des sources. Elles ont été ciblées pour être représentatives des différentes situations saisonnières.



	Aire en Km²	Périmètre en Km	Kc	Altitudes en m		Rectangle équivalent en Km		Longueur du réseau en Km
				max	min	L	l	
Chantereine amont	0.9	4.8	1.45	1220	1120	1.97	0.42	2.25
Mare amont	0.8	4.6	1.40	1225	1138	1.84	0.44	2.1

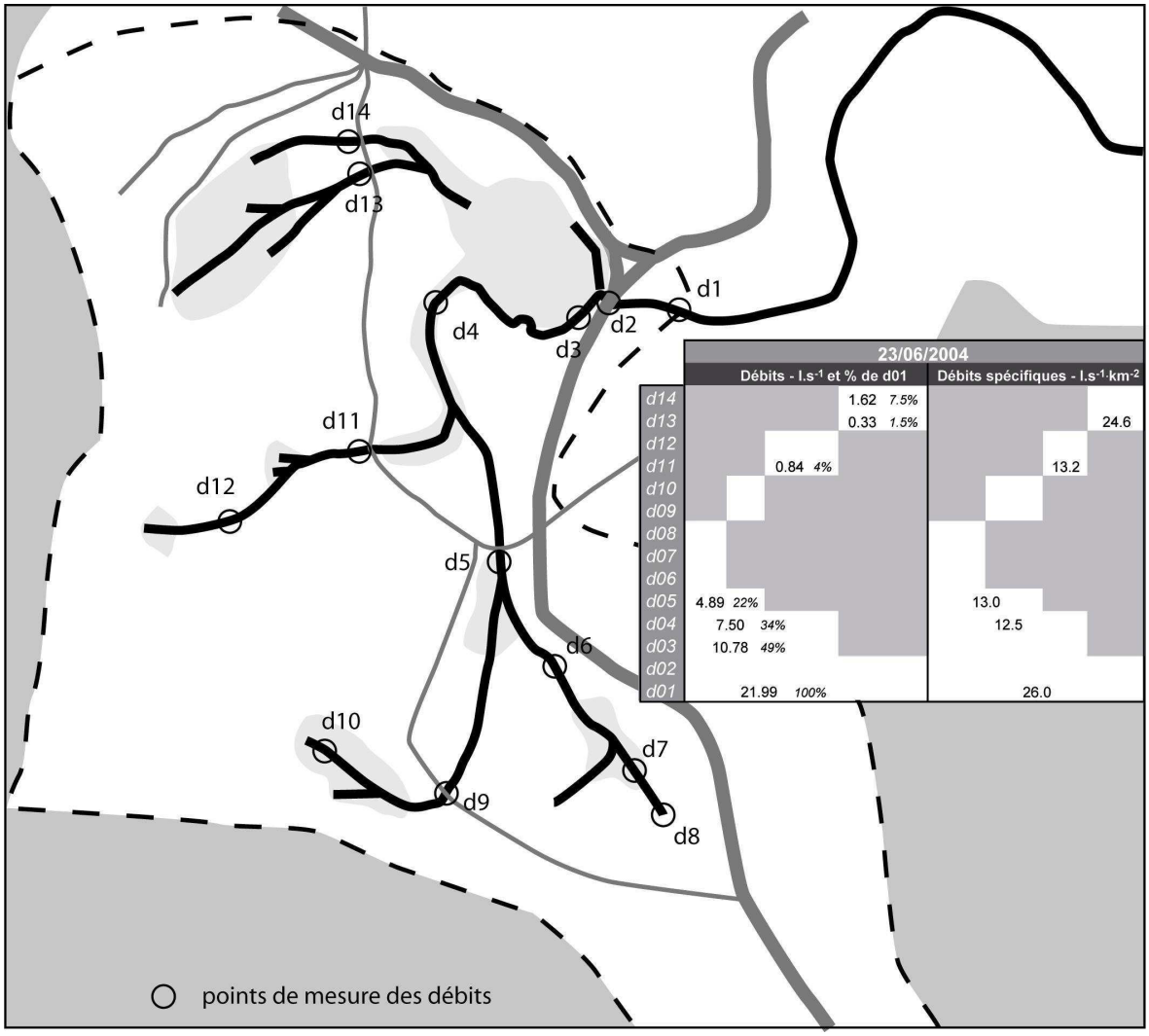
Figure 127 - Bassins versants représentatifs jumelés du Chantereine et de la Mare amont

a - Répartition des écoulements dans la tête de bassin versant

Nous pouvons constater, d'après les résultats, que les débits au point de mesure d4, à l'amont de la tourbière de la Prenarde, représentent de 1/3 à 2/3 des débits à l'exutoire (d1). En juin 2004, dans une situation hydrologique moyenne pour notre période 2002-2007 (552 mm de précipitations ; niveau moyen de la nappe dans la tourbière -6,8 cm), les écoulements de surface qui arrivent à l'amont du mésotope de la tourbière basse de la Prenarde (d4, d13 et d14) représentent 40% de l'eau qui s'écoule dans le Chantereine. Les débits spécifiques des ruisseaux de la partie nord-ouest du bassin versant (d13 et d14 ; 25 $l.s^{-1}.km^{-2}$) se distinguent de ceux des autres affluents de la partie sud du Chantereine (d4, d5 et d11 ; 13,5 $l.s^{-1}.km^{-2}$). Pour cette période, ils sont semblables au débit spécifique du Chantereine à la station hydrométrique (CH_av). Si les pentes peuvent expliquer ces variations, les superficies de tourbières plus importantes au nord du bassin versant (3,5 hectares) doivent être prises en compte dans la plus forte contribution de cette partie aux écoulements du Chantereine.

L'analyse de l'ensemble des mesures de débit communes (15 valeurs), effectuées pour la réalisation des courbes de tarage des stations limnimétriques du Chantereine, indique également que le rapport entre le débit à l'amont de la tourbière de la Prenarde (CH_am) et celui à l'exutoire (CH_av) varie de 32 et 65% (Fig.128). La majeure partie des valeurs se situe autour de 35%, mais le rapport moyen sur la période est de 45%. Il nous semble que la variation de ce rapport amont/aval peut être mise en relation avec les niveaux piézométriques dans la tourbière. En effet, il apparaît que les périodes où la part du débit à l'amont représente plus de 50% du débit à l'exutoire, correspondent à des périodes où le niveau moyen de la nappe est bas (< à -20 cm). Cet élément nous permet donc, en nous appuyant sur l'ensemble des observations réalisées précédemment, d'affirmer le rôle de la tourbière de la Prenarde sur les écoulements. Ainsi, lorsqu'elle est proche de la saturation, elle alimente ou permet aux nappes situées en amont de bien alimenter les écoulements à l'exutoire. A l'inverse, en période sèche, la part de la tourbière et du bassin versant situés en amont diminue. La contribution de la partie sud de la tête de bassin, située en amont de la station Ch_am augmente. Pour aller plus loin, nous avons mis en relation les valeurs piézométriques et les débits à l'exutoire (Fig.129). Nous constatons que seuls les piézomètres, en bordure de la tourbière (P1 et P12), laissent apparaître une relation entre les niveaux de la nappe du versant nord-est et les débits, et ce, quelle que soit la saison. Cela traduit ici l'alimentation du ruisseau de Chantereine par la nappe de versant.

Figure 128 - Mesure de l'évolution des débits dans la tête de bassin du Chantereine



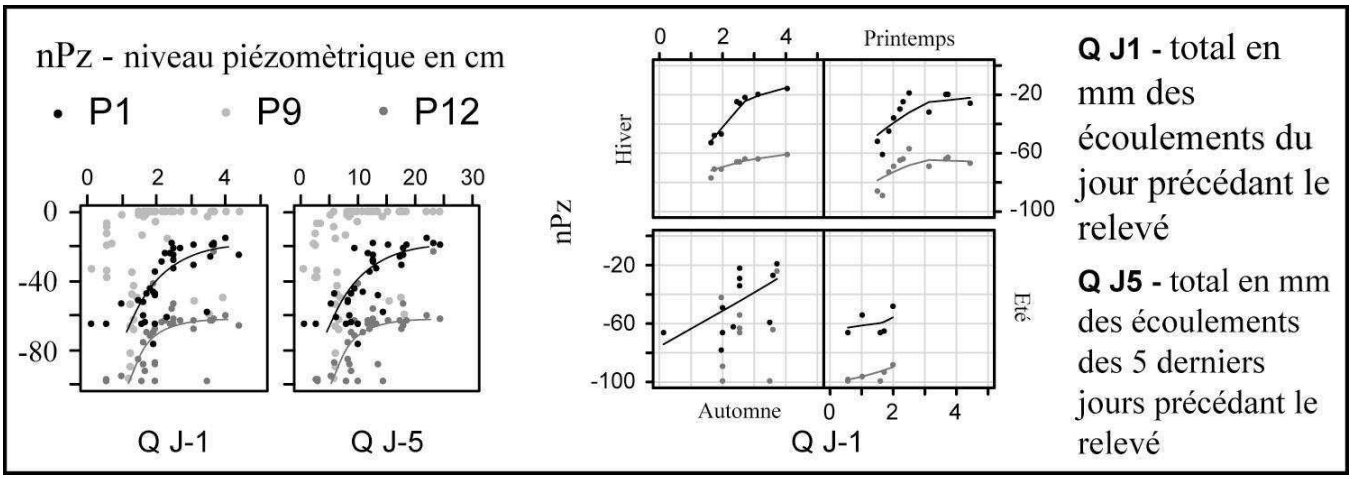


Figure 129 – Relations entre les niveaux piézométriques et les débits du Chantereine

Les faibles vitesses de circulation de l'eau dans l'acrotelm et l'importance de l'évapotranspiration dans les fluctuations de la nappe expliquent l'absence de relation entre les niveaux piézométriques de la tourbière (P9) et les débits. En effet, si la tourbière produit un écoulement constant, elle alimente le débit de base. L'analyse montre que le pas de temps choisi n'influe pas sur les relations. Elles varient en fonction des saisons, mais sont meilleures en hiver et au printemps.

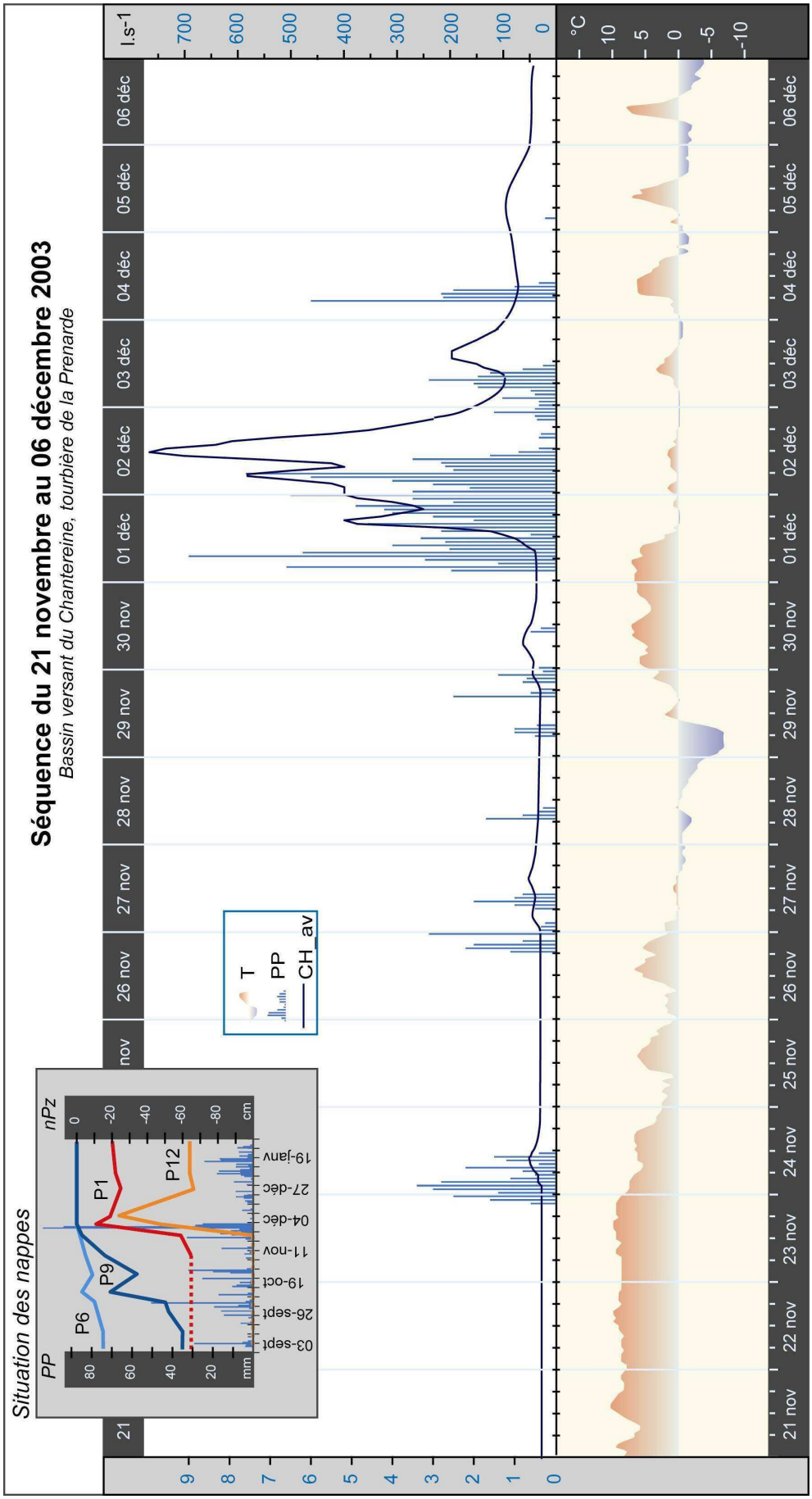
b - Séquences hydrométéorologiques

Intéressons nous maintenant aux hydrogrammes des séquences hydrométéorologiques caractéristiques de la période 2002 – 2007 pour observer comment se traduisent les observations que nous venons de réaliser. Nous voulons rappeler au préalable que la prudence s'impose pour l'interprétation des écarts entre les volumes d'eau écoulée aux différentes stations. S'il s'agit de données inédites pour les petits cours d'eau des têtes de bassin versant du Nord-Est du Massif Central, la conversion des hauteurs d'eau en débits repose sur des courbes de tarage qui peuvent être améliorées. C'est le cas pour la station de la Mare amont qui dispose de moins de points de calage que celle du Chantereine (amont et aval). Par conséquent, les valeurs de débit indiquent au minimum un ordre de grandeur des écoulements de ces cours d'eau. Toutefois, cela ne remet en aucun cas en question la chronologie des épisodes et les temps de réponse. Ils font clairement apparaître, comme nous allons le voir, les différences de fonctionnement des têtes de bassin versant forestières avec et sans tourbières.

- Séquence du 21 novembre au 6 décembre 2003 (Fig.130)

Il s'agit d'un épisode record qui marque la fin de la sécheresse débutée au printemps (recharge des nappes). Sur la Mare, à la station de Vérines, le débit maximal instantané, depuis l'installation de la station en 1970, est enregistré (banque de données nationale pour l'hydrométrie et l'hydrologie). Il a lieu le 2 décembre et s'élève à 42,2 $m^3.s^{-1}$, pour un débit journalier de 28 $m^3.s^{-1}$. Pour le Chantereine, cela se traduit par un débit horaire maximum de 766,3 $l.s^{-1}$, soit une hauteur d'eau de 64,6 cm dans la section , et un débit journalier de 464 $l.s^{-1}$. En utilisant la méthode Superficielle (circulaire 77-284, ministère de l'intérieur - Caquot), nous pouvons estimer que le 3 décembre 2003, le débit du Chantereine a atteint un niveau correspondant à une période de retour de 5 ans ($Q_T = 1.290 \times I^{0.28} \times C^{1..2} \times A^{0.79}$ avec *I= 0,04, C=0,07 et A= 85*).

Figure 130 - Séquence de l'épisode cévenol de décembre 2003

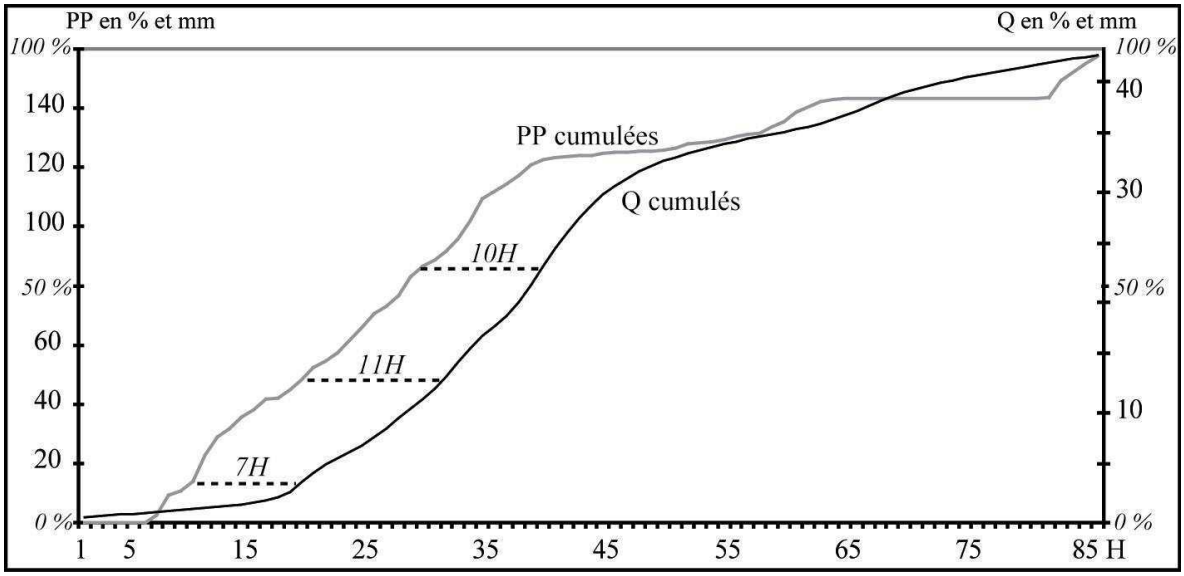


L'épisode pluvieux correspondant à cette importante crue, dont le pic s'étale sur plus de 48H, est de type cévenol. Les records des précipitations journalières sont battus dans de nombreuses stations Météo France du sud du département de la Loire. Le phénomène, qui s'atténue vers le nord du massif du Forez, reste important à la Prenarde. Au total, entre le 1er et le 3 décembre, il est tombé 143 mm de précipitations, ce qui représente un apport d'eau de 121,5 milliers de m^3 à l'échelle du bassin versant.

Au-delà de la description de cette crue exceptionnelle, nous voulons plus particulièrement nous intéresser à la réponse du cours d'eau aux précipitations. Mi-novembre, les niveaux piézométriques sont encore relativement bas dans la tourbière (-12,6 cm en moyenne), mais surtout dans les formations arénacées des versants (encadré, Fig.126). Ainsi, lorsque se produisent les précipitations des 23 et 24 novembre (22,8 mm), les nappes remontent, mais la hausse du débit du Chantereine est très modeste (Δ_Q + 13,6 $l.s^{-1}$). Il en est de même le 26 novembre (10,4 mm et Δ_Q + 15 $l.s^{-1}$). Les relevés piézométriques réalisés ce même jour montrent que le niveau moyen de la nappe dans la tourbière (-5,9 cm) est remonté de 6,8 cm depuis le 11 novembre. Cette recharge de la nappe de la tourbière contraste avec la situation des nappes de versant où les niveaux restent très bas (P1 et P12). Avec la baisse des températures, les précipitations du 27, 28 et 29 dans la matinée se produisent sous forme neigeuse (12,5 mm). Cette neige, qui fond avec la hausse des températures le 29 et le 30, finit de saturer en eau l'acrotelm de la tourbière. Lorsque les précipitations débutent le 1er décembre, les capacités de stockage du mésotope de la Prenarde sont donc très limitées.

L'averse principale s'étale sur 34 heures le 1er et le 2 (123,4 mm), avant une légère accalmie, puis deux autres averses de moindre importance les 3 et 4 décembre (20 et 15, mm). Au total, sur les quatre jours, les précipitations s'élèvent à 159,1 mm. Le 4 décembre, comme nous l'indiquent les relevés piézométriques, la tourbière est totalement saturée (niveau moyen -3,4 cm) et les nappes de versant se sont considérablement rechargées (hausse du niveau de 50 cm dans P1 et de 75 cm dans P12). La crue se déclenche 6 heures après le début de l'averse. L'intensité des précipitations dans ces premières heures dépasse trois fois 6 $mm.h^{-1}$. L'augmentation maximale du débit a lieu entre 17 et 18H (Δ_Q + 161,6 $l.s^{-1}$), 7 heures après l'intensité horaire maximale enregistrée au cours de l'averse (9 $mm.h^{-1}$). Les courbes des précipitations et des débits cumulés au cours de l'épisode illustrent bien le temps de réponse du Chantereine aux précipitations (Fig.131).

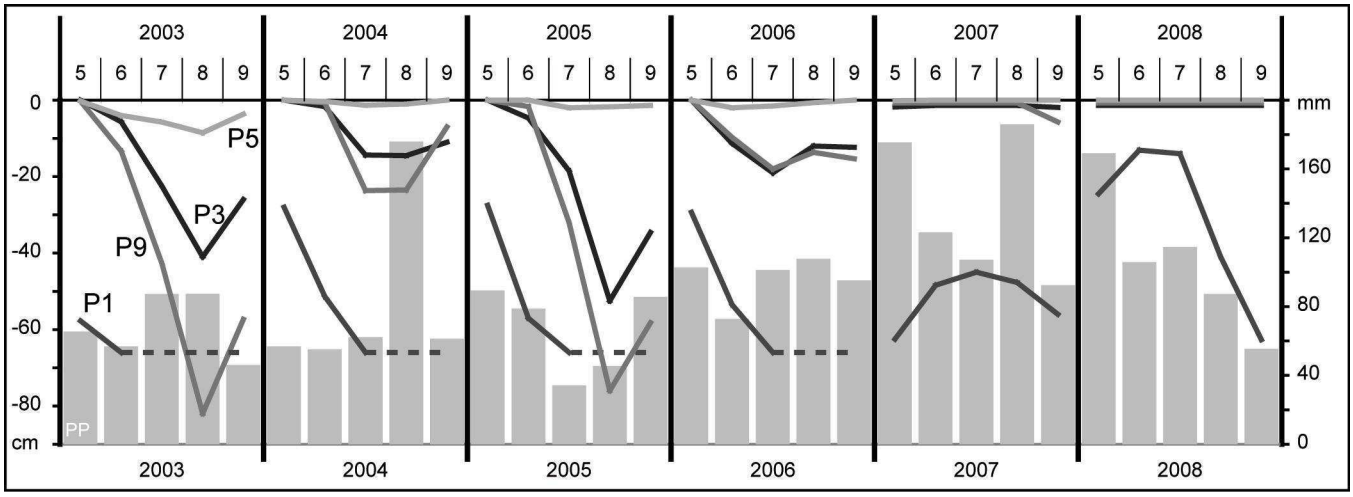
Figure 131 - Temps de réponse du Chantereine entre le 1er et le 4 décembre 2003



Il est intéressant de constater, dans cette tête de bassin versant forestière, pour les différentes averses, les 24 et 26 novembre et le 1er décembre, que le temps de réponse varie peu puisqu'il oscille entre 5 et 7 heures. Il est le double de celui constaté à Gourgon, pour une superficie de bassin versant moitié moins grande. Le rôle du couvert forestier dans l'interception des précipitations et dans l'augmentation du temps de concentration est considérable. En effet, lors d'épisodes pluvieux importants à la fin de l'automne ou durant l'hiver, la surface modeste des tourbières ne leur permet pas de jouer un rôle significatif d'autant que, les nappes étant à saturation, leur capacité de stockage dans l'acrotelm est nulle. Toutefois, comme nous l'avons vu, la position de la tourbière de la Prenarde influence le niveau des nappes de versant. Or, nous observons au cours de cet épisode qu'une part de l'eau précipitée recharge ces nappes. C'est donc indirectement, parce qu'elle contribue à limiter la vidange des nappes de versant, que la tourbière de la Prenarde peut jouer un rôle particulier. Il reste toutefois difficile à évaluer.

Les données de la station de Mare amont, depuis juin 2006, doivent nous permettre, par comparaison avec celles du Chantereine, de mieux l'évaluer lors de séquences hydrométéorologiques de crues similaires. Toutefois, cet épisode de décembre 2003 est marqué par le fort contraste entre les bas niveaux des nappes issus de la sécheresse printanière et estivale, et l'importance de l'épisode pluvieux. En effet, aucune séquence en 2006, 2007 ou 2008 n'est tout à fait comparable. Ces années correspondent à des situations hydrologiques beaucoup plus humides et notamment durant la période estivale (Fig.132).

Figure 132 - Précipitations et niveaux piézométriques mensuels moyens de la fin du printemps et de l'été, entre 2003 et 2008

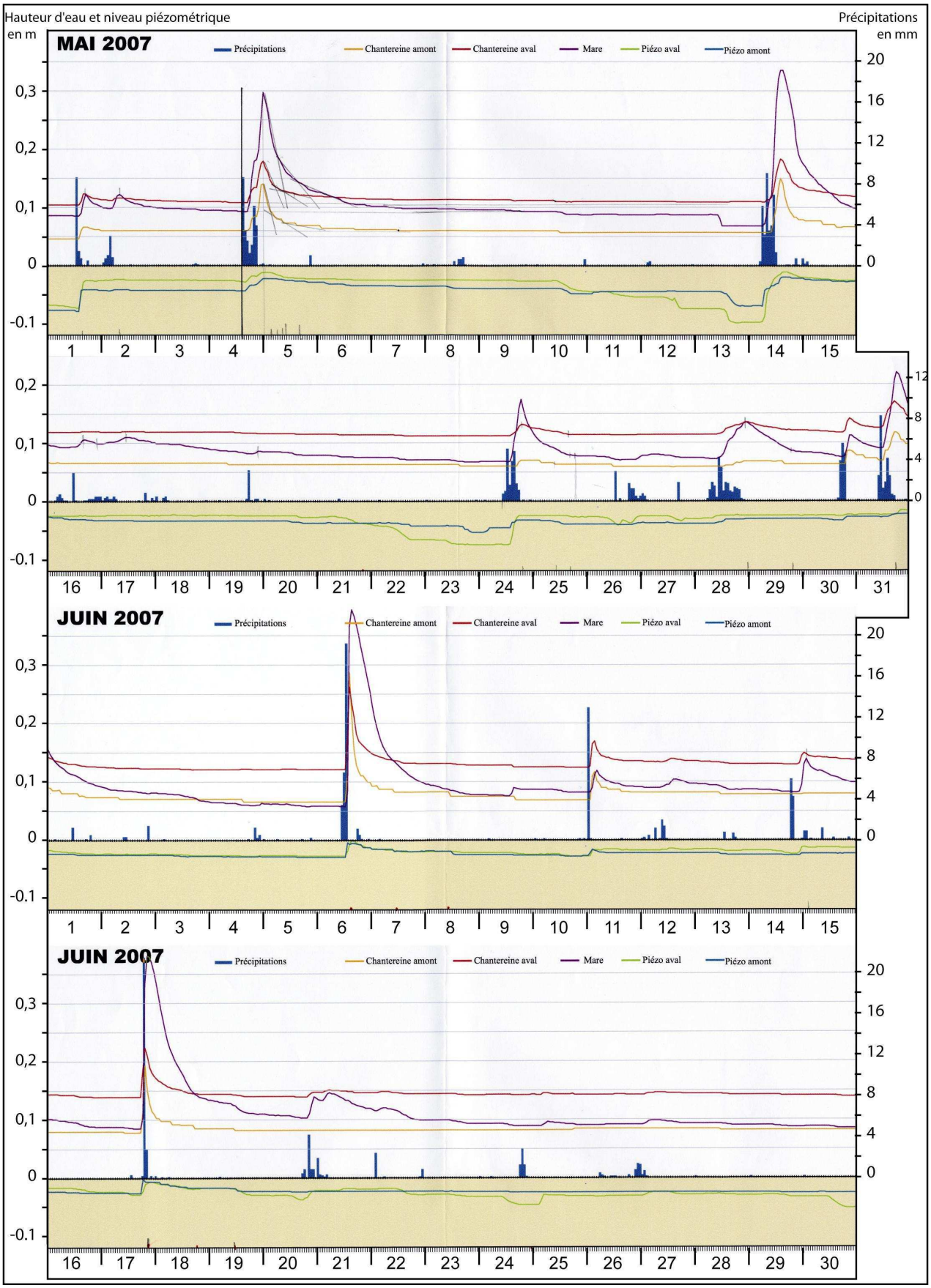


Alors que, pour la période 2002 – 2008, le total moyen des précipitations entre mai et septembre est de 464,2 mm, il atteint 683,4 mm en 2007 et 532,6 mm en 2008. En ce qui concerne les nappes dans la tourbière et dans les formations de versant, mise à part l'année 2006 qui correspond à une situation médiane, les années 2007 et 2008 sont marquées par des niveaux de saturation importants. Les niveaux moyens des piézomètres 3, 5 et 9 dans la tourbière et du piézomètre 1 en bas de versant traduisent bien les caractéristiques hydrologiques des années 2003 à 2008. L'analyse des séquences hydrologiques correspondantes doit donc être menée sans perdre de vue ce contexte hydroclimatique.

- Séquence de mai à juillet 2007

Entre mai et juillet 2007, nous pouvons comptabiliser une trentaine d'épisodes pluvieux de durées et d'intensités très variables. Ils durent plus de quatre heures pour 55% des cas et représentent plus de 10 mm de précipitations pour 46% des cas. Toutes ces averses ne se traduisent pas par une augmentation des débits du Chantereine ou de la Mare amont. La première remarque d'importance que nous pouvons faire c'est que 44% des averses n'entraînent aucune augmentation du débit à l'exutoire. Il s'agit d'averses qui représentent de modestes cumuls de précipitations (< 7 mm) et qui se produisent suivant de faibles intensités (≤ 3 $mm.h^{-1}$). Si cette proportion est semblable à l'amont et à l'aval de la tourbière (CH_am=45% et CH_av=44%), il est intéressant de constater que seulement 30% de ces averses ne se traduisent pas par une hausse du niveau piézométrique dans la tourbière (PT1 et/ou PT2). Pour la Mare amont, la sensibilité aux petits épisodes pluvieux est encore plus forte, puisque seulement 9 % des averses n'entraînent pas d'augmentation du débit.

Figure 133 - Séquence hydrométéorologique de mai à juillet 2007



Lorsque nous observons une réponse des cours d'eau aux précipitations, la situation n'est pas aussi contrastée. Ainsi, le décalage entre les averses et les pics de crue est semblable pour le Chantereine et la Mare amont. La valeur médiane sur cette période est de 3 heures. Il n'y a pas d'écart significatif de la réponse des deux cours d'eau. Seules les valeurs du Chantereine à l'amont de la tourbière sont plus faibles (valeur médiane = 2 heures), ce qui est somme toute logique compte tenu de la plus faible superficie du bassin versant au point de mesure (63 ha). Dans la tourbière, la réponse des niveaux piézométriques est également plus rapide. Elle n'est toutefois pas immédiate et nous pouvons observer que les niveaux des piézomètres automatiques 1 et 2 s'ajustent avec un retard de 1 à 2 heures par rapport aux précipitations (valeur médiane = 2 heures). De début mai à fin juillet, suivant le type d'averse, les cours d'eau des têtes de bassin versant du Chantereine et de la Mare amont réagissent immédiatement ou avec un décalage qui peut atteindre jusqu'à 9 heures (le 24 juin, 6 mm de précipitations en 3 heures). Focalisons nous sur les averses et les crues les plus significatives de cette période.

Le 4 mai 2007, les stations hydrométriques du Chantereine (amont et aval) et de la Mare amont enregistrent une hausse des débits à 15H, soit 3 heures après le début de l'averse. Il est alors tombé 14,5 mm de précipitations. Dès la deuxième heure de l'averse, les niveaux piézométriques dans la tourbière ont commencé à s'élever (PT1 et PT2). Ils atteignent quasiment la surface (-2 cm) deux heures après la fin de l'averse, vers 23H. A 1H le 5 mai, les débits du Chantereine atteignent leur maximum. A l'amont de la tourbière, ils passent de 6,9 à 41,3 $l.s^{-1}$ et à l'exutoire de 20,3 à 53,5 $l.s^{-1}$. La part de l'amont dans les débits de l'aval, qui est de 34% avant le début de l'épisode, atteint 77% au moment du pic de crue. Dans le même temps les débits de la Mare amont sont passés de 18,1 à 72,7 $l.s^{-1}$. La décrue, qui s'effectue en une quinzaine d'heures pour le Chantereine, prend plus du double pour la Mare amont. Toutefois, si le 9 mai, la Mare amont a retrouvé son niveau antérieur, le débit du Chantereine se stabilise à un niveau plus élevé après cet épisode (22,3 $l.s^{-1}$).

Lorsque commence un nouvel épisode pluvieux le 14 mai, il est toujours de 22,3 $l.s^{-1}$. Depuis le 10 mai, les niveaux piézométriques de la tourbière de la Prenarde se sont abaissés d'une dizaine de centimètres sous l'effet de l'évapotranspiration (courbe en escalier). Le 14 mai le total des précipitations atteint 34 mm en 8 heures (intensité maximale 9 $mm.h^{-1}$). Nous pouvons noter ici que la crue de la Mare amont se déclenche 3 heures avant celle du Chantereine à l'exutoire. La nappe de la tourbière s'élève dès la

première heure. Le différentiel entre les débits de pointe est équivalent à celui du 4 mai (M_am=82,6 $l.s^{-1}$ et CH_av=56,7 $l.s^{-1}$).

Le 24 mai (16,5 mm de précipitations), nous observons le même phénomène. Les niveaux de nappe dans la tourbière (PT1) se situent vers 8 cm de profondeur. La réponse de la Mare amont est alors plus rapide de 3 heures à celle du Chantereine. Au-delà du temps de réponse, nous pouvons également observer, pour cet épisode, l'écart important entre les débits de pointe (M_am=42 $l.s^{-1}$, CH_av=29 $l.s^{-1}$ et CH_am=15 $l.s^{-1}$).

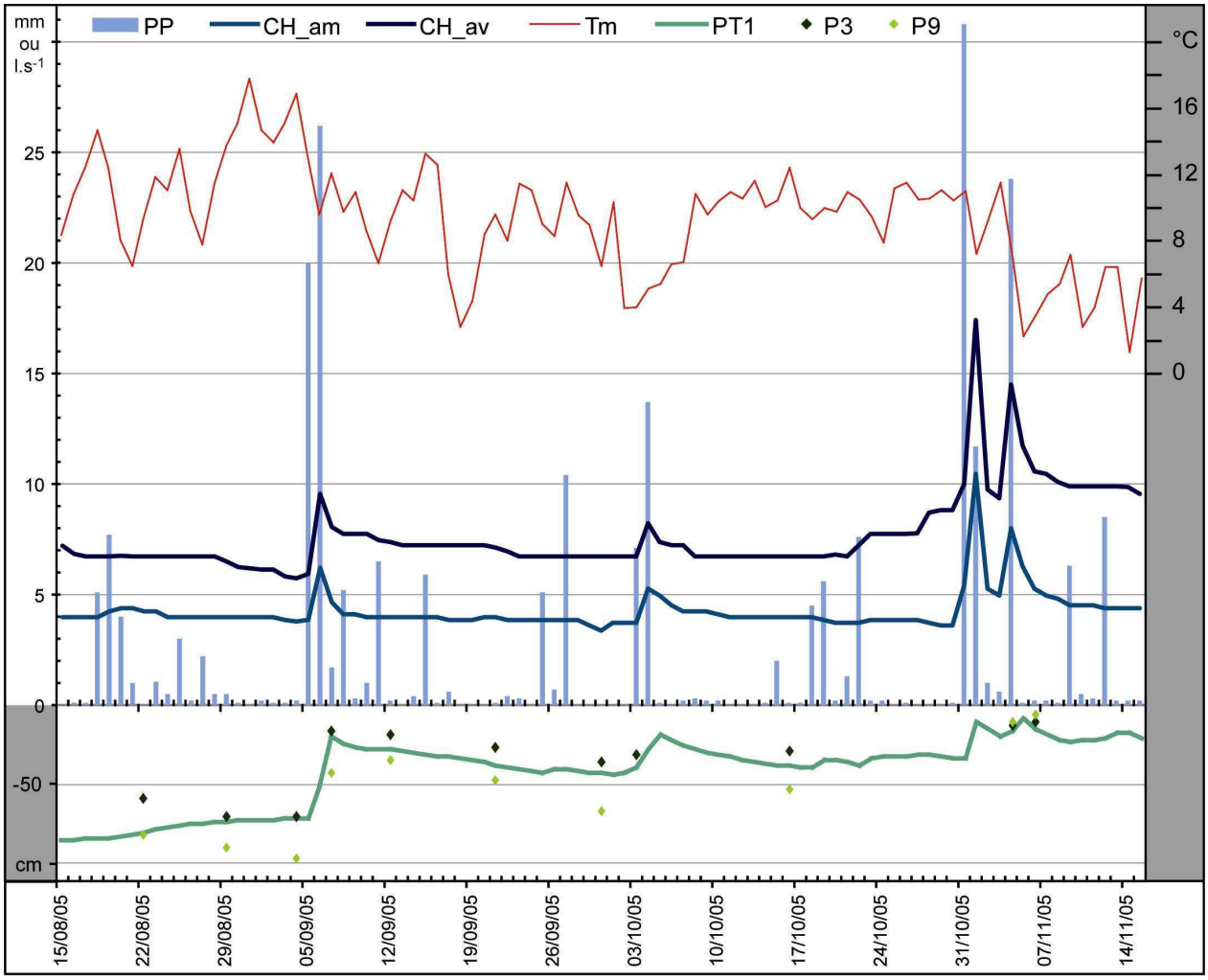
Le 6 juin, alors que le niveau de la nappe est proche de la surface dans la tourbière (-2 à -3 cm), les précipitations très intenses, qui se produisent au cours de la troisème heure de l'averse (12 $mm.h^{-1}$), provoquent une hausse brutale des débits (Δ_Q + 100 à 115 $l.s^{-1}$). Le débit du Chantereine (140,6 $l.s^{-1}$) est alors supérieur à celui de la Mare amont (120 $l.s^{-1}$). De la même manière le 17 juin, la réponse des débits au 24,7 mm de précipitations qui tombent en 3 heures est très rapide (1H). Nous pouvons donc observer dans ces situations que l'intensité des précipitations est forte et que la nappe de la tourbière est totalement saturée.

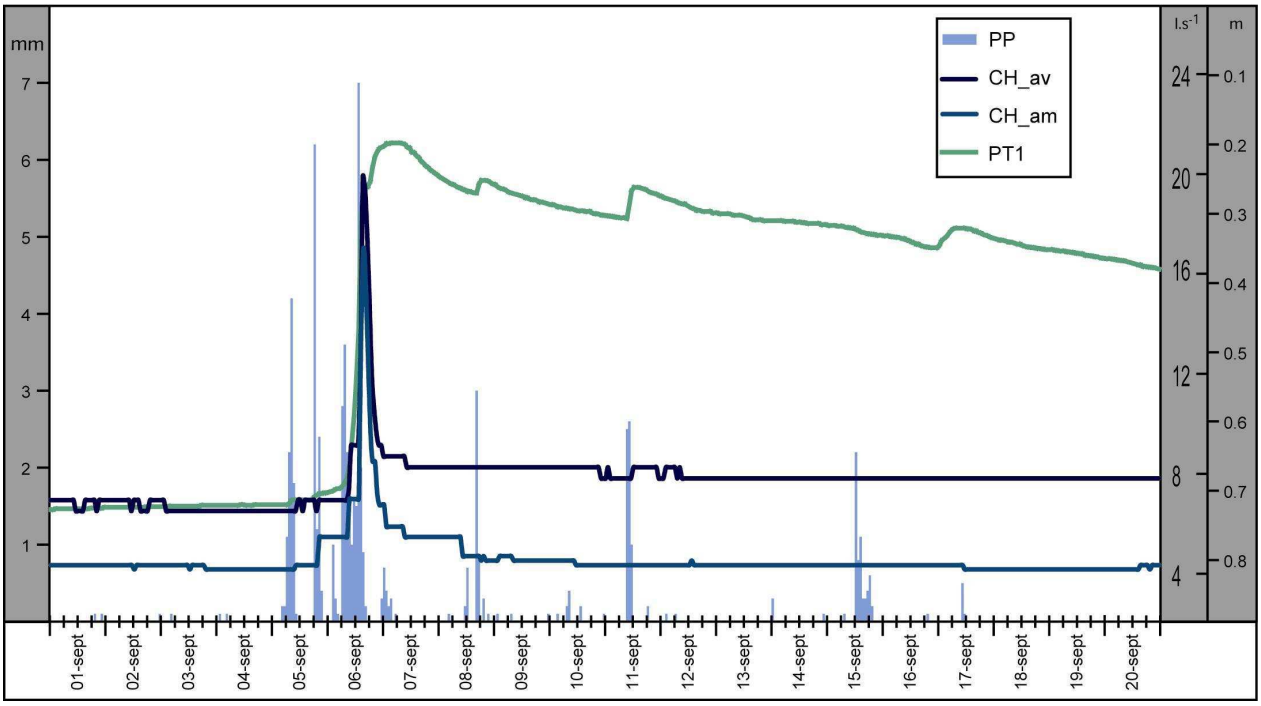
Le bilan de l'analyse des ces différents épisodes nous amène à confirmer que, si en période de forte saturation des nappes, la présence de tourbières dans le bassin versant du Chantereine n'apparaît pas comme un élément déterminant de régulation des débits, la situation est totalement différente dès lors que les niveaux piézométriques s'abaissent. Nous pouvons à ce titre nous intéresser plus particulièrement à la situation de l'été et de l'automne 2005.

- Séquence du 1er août au 31 décembre 2005 (Fig.134)

L'été et l'automne 2005 sont marqués par des débits très faibles. A Vérines, sur la Mare, ils sont inférieurs à la moyenne mensuelle des débits minimums sur 36 ans entre octobre et décembre. Dans la tourbière de la Prenarde la nappe atteint la limite inférieure de l'acrotelm (Fig.128 - moyenne de P3=-76 cm et P9=-52,5cm au mois d'août). Comme nous pouvions déjà l'observer pour la séquence de 2007, en période de bas niveaux des nappes, la réponse des débits du Chantereine aux précipitations est faible. Entre le 1er août et le 31 décembre, c'est à dire sur une période de 5 mois, nous pouvons identifier une cinquantaine de jours avec des précipitations supérieures à 1 mm. Si nous considérons comme faisant partie du même épisode les journées consécutives avec des totaux supérieurs à 1mm, nous dénombrons 27 épisodes pluvieux d'une durée de 1 à 4 jours.

Figure 134 - Situation hydrologique du Chantereine durant l'été et de l'automne 2005





Ils totalisent en moyenne 11,6 mm de précipitations : 22% totalisent moins de 5 mm de précipitations, 44% moins de 8 mm et 74% moins de 12 mm. Seulement 5 de ces 26 épisodes pluvieux se traduisent par des crues du Chantereine (18,5%). Il s'agit des épisodes pour lesquels les cumuls de précipitations sont les plus importants (>15 mm). Il s'agit également, pour quatre d'entre eux, d'épisodes marqués par des cumuls journaliers importants, supérieurs à 13,7 $mm.j^{-1}$ (jusqu'à 30,8 $mm.j^{-1}$, le 31 octobre 2005).

La figure 129 illlustre bien le rôle que peut jouer la tourbière de la Prenarde pendant les périodes sèches. En effet, si au premier abord nous n'observons pas de différences significatives au pas de temps journalier entre les hydrogrammes du Chantereine à l'amont (CH_am) et à l'aval (CH_av), nous remarquons la concordance de la remontée de la nappe dans la tourbière avec la réponse plus marquée des débits du Chantereine à l'aval. Ainsi, la différence entre la situation du 6 septembre et du 31 octobre est flagrante (Fig.134). En effet, alors que le cumul des précipitations des 5 et 6 septembre (46,2 mm) dépasse celui du 31 octobre et du 1er novembre (42,5 mm), le débit journalier du Chantereine atteint 17,5 $l.s^{-1}$, le 1er novembre, alors qu'il n'est que de 10 $l.s^{-1}$ le 6 septembre. Le même constat peut être fait pour l'épisode du 3 et 4 octobre ; alors que le niveau de PT1 est proche de cinquante centimètres de profondeur et le débit ne dépasse pas 17,5 $l.s^{-1}$.

Au pas de temps horaire, nous observons un décalage dans l'onde de crue enregistrée à l'amont et à l'aval de la tourbière. Ainsi, bien que les deux stations ne soient distantes que d'environ 250 mètres, on note un décalage d'une heure. Bien qu'il faille relativiser cette durée, les enregistrements des thalimèdes s'effectuant au pas de temps horaire, la réponse plus précoce du Chantereine à l'amont est claire. La réponse du piézomètre PT1 dans la tourbière est encore plus rapide. Les 8, 11 et 17 septembre, nous observons que les précipitations sont emmagasinées par la tourbière sans qu'elles n'influent sur les écoulements. Si le rôle des tourbières de la tête de bassin versant ne peut être clairement distingué de celui du couvert forestier, ces observations permettent de confirmer l'efficacité de leur capacité de stockage.

Le dernier élément sur lequel nous pouvons nous arrêter tient à l'influence que peut avoir le mésotope de la Prenarde sur la restitution des volumes d'eau précipitée en période sèche. En effet, au mois de septembre et d'octobre, il apparaît qu'après chaque crue le débit du Chantereine à l'aval se stabilise à un niveau plus élevé qu'il ne l'était avant le début des précipitations. Le 7 septembre le débit du Chantereine à l'aval est de 8 $l.s^{-1}$, alors qu'il était de 6 $l.s^{-1}$ le 4. Le différentiel entre le 30 octobre et le 10 novembre, après deux épisodes de

crue, est de 2,3 $l.s^{-1}$. Nous pouvons mettre en relation le tarissement plus lent du Chantereine à l'exutoire avec la présence des tourbières et notamment du mésotope de la Prenarde.

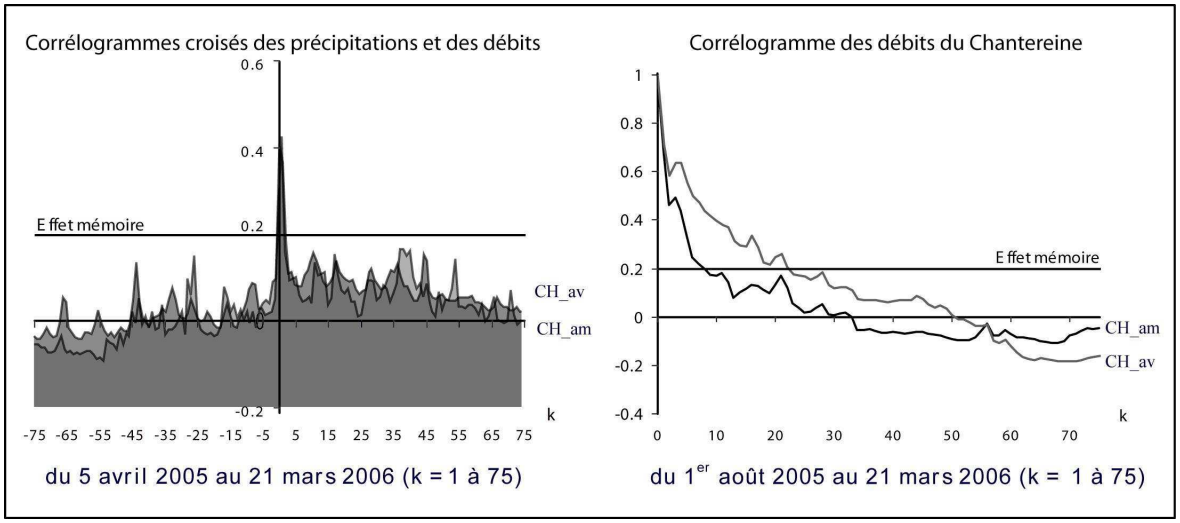
Ainsi, détaillons la situation des 5 et 6 septembre 2005 pour synthétiser le fonctionnement de la tête de bassin versant. Lorsque les premières précipitations se produisent, l'eau qui n'est pas interceptée par les arbres commence à saturer les sols et à ruisseler. Une grande partie de cette eau permet une réhydratation des sols au sein desquels les nappes sont très basses. Les hausses du débit du Chantereine à l'amont et de la nappe de la tourbière sont très légères. Lorsque se produit une averse de plus forte intensité vers 18H ($6mm.h^{-1}$), les débits à l'amont augmentent, mais une grande partie de l'eau précipitée alimente encore le stockage, comme le traduit le niveau de PT1 dans la tourbière. Le 6 septembre, entre 6 et 7H, il tombe 6,5 mm de précipitations qui déclenchent véritablement la crue du Chantereine et la hausse rapide de la nappe de la tourbière. Comme nous l'avons fait remarquer plus haut, l'onde de crue est enregistrée avec un retard d'une heure à l'exutoire. Le rôle de la tourbière dans le ralentissement des écoulements provenant de la partie nord-ouest du bassin versant (22 hectares) nous semble ici indéniable. En effet, la zone tourbeuse influe sur le ruissellement par sa rugosité de surface et sur la vidange des nappes de versant par sa position en fond de vallon. Ainsi, de la même manière, conformément au modèle détaillé dans le chapitre précédent, elle permet le maintien d'un débit « élevé » après la décrue, durant la phase de tarissement. Elle contribue ainsi dans les périodes sèches à ralentir la vidange des nappes de versant.

c - Analyses corrélatoires

Pour la tête de bassin versant du Chantereine, nous avons réalisé les analyses corrélatoires des pluies et des débits à l'amont et à l'aval de la tourbière de la Prenarde. Nous avons également analysé les valeurs de la Mare amont pour visualiser un autre angle les différences du fonctionnement des bassins versants tourbeux ou non.

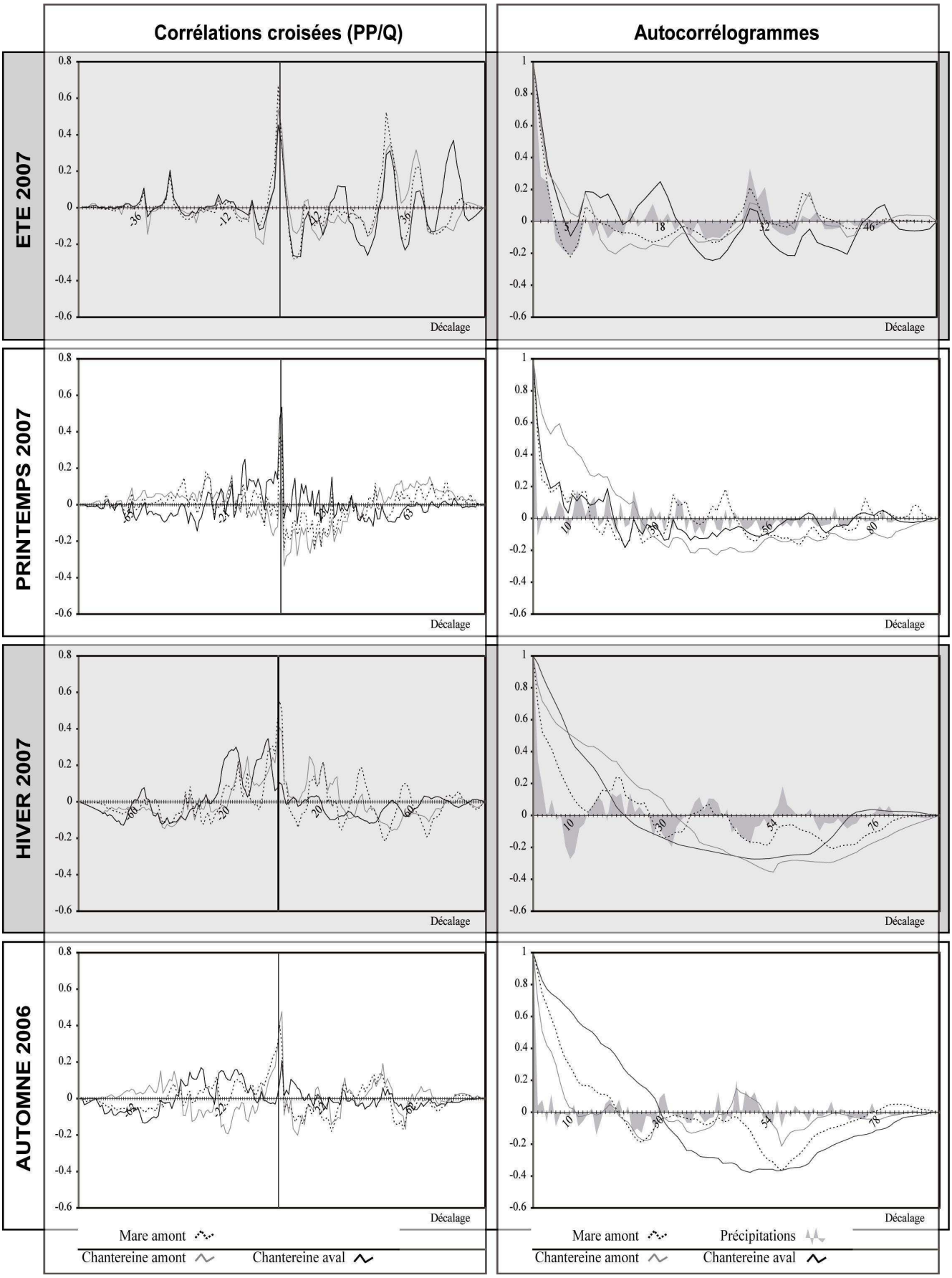
Commençons par la période du 5 avril 2005 au 20 juin 2006, qui correspond pour partie à une situation d'étiage marquée. Le corrélogramme simple des précipitations tend rapidement vers zéro et traduit le processus quasi-aléatoire des précipitations (Fig.135). A l'inverse, les corrélogrammes des débits amont et aval décroissent plus lentement ce qui indique un phénomène plus structuré.

Figure 135 - Corrélogrammes de 2005 - 2006



Ils traduisent un effet mémoire du système que l'on peut relier à la notion de réserve pour les systèmes hydrologiques [Mangin 1982]. La différence entre les deux corrélogrammes suggère que cet effet mémoire augmente entre l'amont et l'aval de la tourbière (Fig.130). Suivant l'intervalle de temps utilisé les valeurs varient, mais nous pouvons constater que l'augmentation de l'effet mémoire entre l'amont et l'aval est plus importante pour la séquence de basses eaux (14 jours), que pour l'ensemble de la période (7 jours). Les corrélogrammes croisés des pluies et des débits à l'amont se caractérisent par une forme très pointue et ils décroissent rapidement. Le système modifie peu l'impulsion d'entrée, ce qui traduit le déclenchement rapide du ruissellement sur les versants pentus et peu épais dont le pouvoir régulateur est faible. Toutefois, nous pouvons observer que le corrélogramme pour les pluies et les débits à l'aval est légèrement plus étalé, ce qui se traduit par une régulation de l'eau précipitée légèrement plus importante. Pour cette période, du 1er août 2005 au 21 mars 2006, les corrélogrammes apportent un élément supplémentaire pour affirmer que la tourbière de la Prenarde joue un rôle dans la régulation des écoulements. En construisant les corrélogrammes avec les séries chronologiques des précipitations et des débits pour les différentes saisons, nous constatons, dans le contexte hydrologique humide de la période 2006 – 2007, les singularités de la tête de bassin versant du Chantereine et le rôle régulateur des tourbières (Fig.131). Ainsi, pour l'automne 2006, la courbe étalée des coefficients d'autocorrélation des débits du Chantereine aval se distingue nettement de celle du Chantereine amont ou de la Mare amont. Elle traduit un effet mémoire (23 jours) deux fois et demie supérieur à celui de la Mare amont, qui reste pour sa part assez proche du signal des précipitations.

Figure 136 - Analyses corrélatoires des séries saisonnières



Contrairement aux précédents, les corrélogrammes des valeurs de l'hiver 2007 marquent le rapprochement de la forme des courbes du Chantereine à l'amont et à l'aval. Leur étalement contraste avec les ondulations de la courbe représentant la Mare amont. C'est sans doute au printemps que les corrélogrammes des stations du Chantereine et de la Mare amont sont les plus proches. L'effet mémoire est alors inférieur à 5 jours et le signal des débits est alors assez proche de celui des précipitations. La saturation des sols et des nappes, ainsi que l'effet limité de l'évapotranspiration au début du printemps, expliquent la faible modification du signal des précipitations dans le bassin versant. Ce phénomène se traduit très clairement pour les corrélations croisées des pluies et des débits dont les courbes sont de type « bruit blanc ». Ainsi seule la courbe du Chantereine amont est plus lissée. Enfin, en début d'été 2007, les courbes des trois stations sont très proches. L'effet mémoire des bassins versants est faible. Le rôle des tourbières est ici peu marqué d'autant que la situation hydrologique est humide. C'est pour cette période, avec la situation de l'hiver 2007, que les corrélogrammes croisés des précipitations et des débits sont les plus lissés.

Nous terminons par une synthèse de l'ensemble de nos observations concernant le fonctionnement de la tête de bassin versant tourbeuse du Chantereine. Il apparaît que la présence de tourbières basses contribue à absorber les précipitations lorsque la nappe de l'acrotelm s'abaisse. Ainsi, elles limitent les apports en eau au réseau hydrographique, mais leur capacité de réduction des volumes d'eau écoulés dépend des conditions hydrologiques précédent l'épisode. Elles ralentissent les écoulements et entraînent un décalage dans les pics de crue. Enfin, la position du mésotope de la Prenarde à l'aval de l'alvéole, là où s'amorce la gorge de raccordement, contribue à limiter la vitesse de vidange des nappes de versant, assurant ainsi durant la phase de tarissement des crues un soutien marqué aux débits du Chantereine.

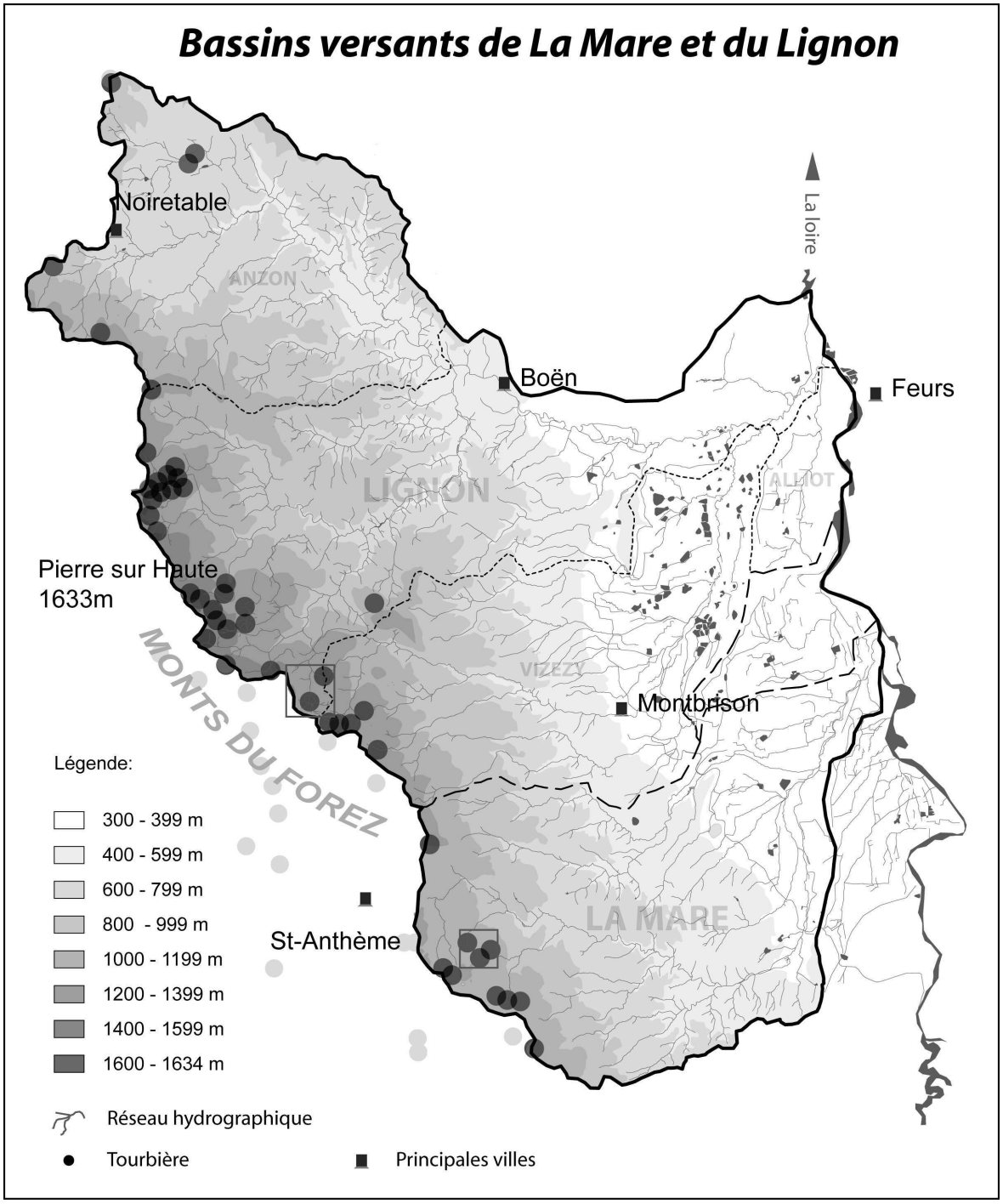
6.4 Bilan du rôle hydrologique des tourbières à l'échelle des Monts du Forez

> Dira-t-on que les tourbières étant saturées d'eau, […], l'eau qui peut accidentellement leur arriver en excès ne saurait y trouver place, et s'écoule au-delà, comme si ces réceptacles n'existaient pas ?
>
> Germain de Saint Pierre, 25 juillet 1856
> Bulletin de la Société botanique de France

En préambule à cette troisième partie, nous citions cette réflexion de Germain de Saint Pierre. Elle pose clairement la problématique du rôle hydrologique des tourbières. Nous avons donc essayé dans ces pages d'aborder les deux volets de la question : le fonctionnement hydrologique des tourbières d'une part ; l'impact de leur présence sur le fonctionnement dans les têtes de bassins versants d'autre part. Toutefois, il ne faut pas uniquement envisager la question à l'échelle de la tête de bassin versant, mais étudier l'effet cumulé de la présence des tourbières dans les unités hydrologiques plus vastes, comme les bassins versants de l'Ance, de la Mare, du Vizézy ou du Lignon. C'est pourquoi, pour terminer, nous voulons passer à une autre échelle d'analyse, celle du massif du Forez.

Les tourbières hautes comme les tourbières basses constituent d'importants stocks d'eau. Le volume d'eau emmagasiné dans le macrotope de Gourgon atteint 616718 m^3. Cela représente, à titre indicatif, la consommation annuelle d'eau de 10000 à 12000 personnes, soit la moitié de l'unité urbaine de Montbrison. La majeure partie de cette eau n'est pas mobilisable pour l'écoulement. Elle est piégée dans les pores de la tourbe et dans les cellules des végétaux. Seule une faible part est libre et s'écoule très lentement dans la masse tourbeuse du catotelm. Les propriétés chimiques de cette eau, notamment les concentrations en carbone organique dissous, en azote amoniacal ou en fer, traduisent la lenteur de l'écoulement et l'intensité des processus de dégradation de la matière organique au sein de l'accumulation de tourbe. Nous n'avons pas, sur ce point, constaté de différences fondamentales entre les tourbières basses et les tourbières hautes. Plus que le type de tourbière, ce sont la superficie et surtout le volume qui entrent en jeux.

Figure 137 - Omniprésence des tourbières dans les têtes de bassins versants du massif du Forez : cas des affluents de la Loire.



A l'échelle du massif du Forez, en considérant l'épaisseur moyenne de tourbe relevée dans l'inventaire des tourbières de France [1949] (51 sites ; épaisseur moyenne = 1,08 m) et la base de données des tourbières datées par CUBIZOLLE [2005] (64 sites ; profondeur moyenne des datations de la base = 2,4m), le volume d'eau stockée dans les tourbières (875 hectares) peut être évalué au minimum à 7500 milliers de m^3.

La capacité de stockage réellement efficace des tourbières pour emmagasiner l'eau des précipitations ou des écoulements de surface est représentée par le volume de la zone non saturée de l'acrotelm. L'analyse de la dynamique des niveaux piézométriques dans les tourbières étudiées montre que le niveau des nappes correspond à une combinaison complexe entre les apports d'eau des précipitations, et des versants pour les tourbières minérotrophes, les pertes par l'évapotranspiration et les mouvements d'eau dans la tourbe. Pour cette raison, il n'y a pas de relations claires entre ces paramètres du bilan de l'eau et les niveaux de la nappe. Toutefois, en considérant les situations saisonnières, nous avons pu observer l'importance de l'évpotranspiration dans les fluctuations des nappes à Gourgon ou l'existence de relations pour l'hiver et le printemps entre les débits du Chantereine et la position de la nappe à la Prenarde.

Si les superficies des tourbières restent déterminantes pour évaluer la capacité de stockage de l'eau dans l'acrotelm, il faut également distinguer la situation des tourbières hautes et des tourbières basses. Les niveaux des nappes sont plus stables et plus profonds en moyenne dans les premières. Ainsi, le volume d'eau qui peut être stocké rapidement dans la tourbière de la Prenarde lorsque survient l'épisode pluvieux varie de plus de 1000 m^3 entre sa capacité maximale et sa capacité médiane. Cela correspond à 50 mm d'eau. Le macrotope de Gourgon peut stocker, pour une position médiane de la nappe, plus de 13000 m^3 d'eau. Evaluer cette capacité de stockage à l'échelle du massif du Forez conduit certes à généraliser les valeurs médianes de nos sites à l'ensemble des tourbières, mais on peut ainsi l'estimer à 225 milliers de m^3 d'eau.

L'étude du fonctionnement des bassins versants représentatifs du Chorsin, du Chantereine et de l'Etui nous a permis de mettre en évidence le rôle hydrologique spécifique des tourbières. Les tourbières hautes, comme à l'Etui ou à Gourgon, et les tourbières basses, comme à la Prenarde mais également à Gourgon, influent sur :

- les volumes d'eau évapotranspirés ; ils sont généralement supérieurs à ceux des autres types de végétation parce que la disponibilité de l'eau est quasiment toujours assurée. C'est particulièrement vrai pour les macrotopes tourbeux des Hautes

Chaumes du Forez. Si la question reste posée par rapport aux secteurs forestiers, où le rôle de l'arbre dans les processus d'évapotranspiration et d'interception est considérable, la position de la nappe dans les tourbières permet un rapport ETR /ET_0 proche de 1 quelles que soient les conditions climatiques.

- les volumes stockés ; cet aspect doit être considéré à différentes échelles de temps. Nous venons de le rappeler, les tourbières possèdent une capacité d'emmagasinement rapide de l'eau dans l'acrotelm. Elle dépend de leur superficie et du niveau de la nappe dans l'acrotelm, déterminé par les conditions hydrologiques au moment de l'épisode pluvieux. A moyen terme, elles peuvent contribuer par leur position topographique à limiter la vidange des nappes contenues dans les formations superficielles des versants. Dans le bassin versant du Chantereine, le rôle hydrologique de la tourbière de la Prenarde est autant lié à ses caractéristiques hydrologiques propres qu'à son rôle vis-à-vis de la circulation de l'eau de la nappe contenue dans les formations superficielles. Elle constitue un verrou qui freinent les écoulements et permet le maintien d'un niveau d'eau constant à la base du versant. Enfin, à long, voir très long terme, elles stockent et restituent très lentement l'eau contenue dans le catotelm. Le volume, mais également la structure et la porosité de la tourbe (niveau de décomposition et de compaction) sont alors des facteurs déterminants.

- les volumes d'eau écoulés ; en prélevant une part de l'eau pour l'évapotranspiration les tourbières réduisent saisonnièrement les écoulements à l'exutoire, comme le macrotope de tourbière haute à Gourgon, mais, en contribuant à réduire la vitesse de vidange des nappes, elles assurent également un soutien des débits des cours d'eau, comme la tourbière basse de la Prenarde. En période de saturation de l'acrotelm, leur microtopographie de surface peut limiter les phénomènes de ruissellement. Elles influent ainsi sur les écoulements de crue en favorisant la désynchronisation des flux. Le type, la superficie et le contexte géographique dans lequel se situe la tourbière considérée déterminent son rôle vis-à-vis des écoulements. C'est sans doute à ce titre que les différences entre les divers types de tourbières sont les plus marquées.

A l'échelle des Monts du Forez, les tourbières hautes ombrothrophes représentent 75% des sites, même si, comme nous avons pu le voir pour Gourgon, les vastes macrotopes définis comme ombrotrophes sont constitués d'une mosaïque de mésotopes de tourbières hautes et

de tourbière basses. Ainsi, l'importance des superficies de tourbières dans les bassins versants du Lignon, (390 hectares de tourbières), du Vizézy (126 ha), de l'Ance (210 ha) leur confère une influence notable sur les bilans de l'eau. Qu'il s'agisse de leur rôle dans l'augmentation du volume d'eau évapotranspiré, que nous avons estimé à 4% du volume d'eau annuel écoulé à l'exutoire du macrotope de Gourgon, ou de leur capacité de stockage dans l'acrotelm, qui peut atteindre 5% de l'eau précipitée sur la totalité de la tête de bassin versant en été. Nous pouvons donc affirmer que les tourbières ombrothrophes des Hautes Chaumes du Forez contribuent à la réduction des écoulements du Lignon, de l'Ance, et dans un moindre mesure du Vizézy, en période estivale. Lors des fortes précipitations en situation d'étiage, elles amortissent les crues en retardant le pic de crue et en réduisant le volume total des écoulements. En automne et à la fin du printemps, elles laminent les crues parce que l'eau arrive moins vite à l'exutoire, mais ne réduisent pas les volumes écoulés.

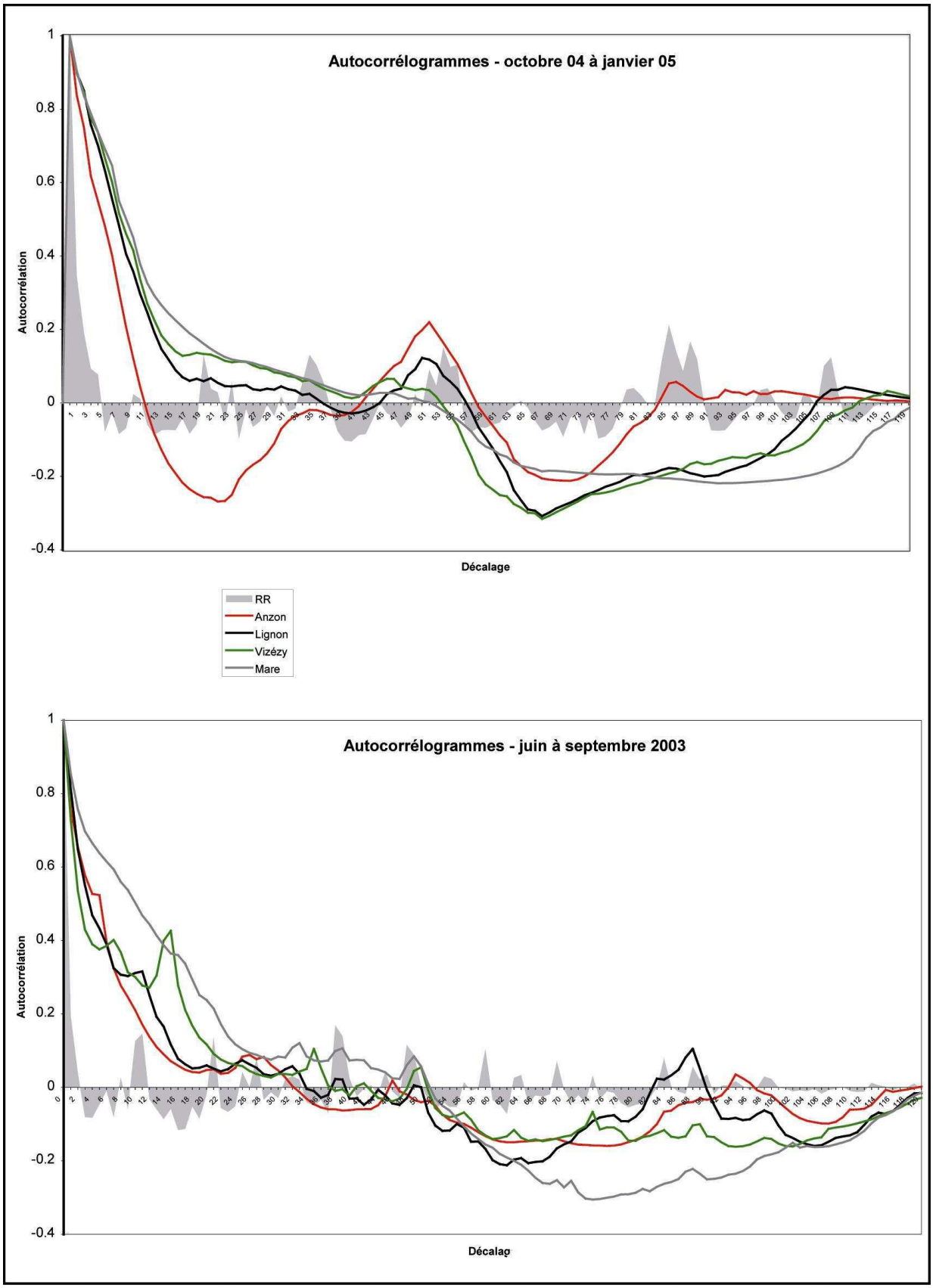
Représentant 25% des tourbières, de superficies plus modestes, les tourbières basses minérotrophes semblent de prime abord jouer un rôle plus réduit à l'échelle des grands bassins versants qui draine le massif. Toutefois, au-delà de leur capacité de stockage intrinsèque, qui dépend de la géométrie de la tourbière, c'est-à-dire sa forme, sa taille, son épaisseur, les tourbières, même de petite taille, en raison de leur position, peuvent influer considérablement sur la dynamique hydrologique des bassins versants. La position des 2 hectares du mésotope de la Prenarde à l'exutoire de la tête de bassin est à ce titre significative. Il s'agit d'un secteur où la largeur du vallon qui concentre les écoulements de surface se réduit. En effet, les conditions topographiques et géomorphologiques de fond d'alvéole qui ont permis la mise en place de cette tourbière, lui confèrent un rôle spécifique par rapport aux nappes des formations d'arène granitique remaniée située à l'amont. Ainsi, nous avons pu observer pour le Chantereine l'impact de la présence de tourbières sur l'amortissement des crues, le retardement des pics de crue, mais également sur la vidange des nappes.

Sans que nous puissions véritablement isoler leur rôle spécifique à l'échelle des bassins versants du massif du Forez, nous avons confronté les autocorrélogrammes des débits spécifiques de l'Anzon, du Lignon, du Vizézy et de la Mare dans deux situations : la première d'étiage durant l'été 2003 et la seconde de hautes eaux durant l'automne et le début de l'hiver 2005. Ainsi, à l'automne 2004, ce sont les courbes des bassins versants de la Mare, du Lignon et du Vizézy qui sont les plus lissées. Nous observons ainsi qu'au début de l'été 2003, la sécheresse étant déjà bien installée, l'effet mémoire, et par

conséquent l'importance des réserves, est supérieur pour le bassin versant de la Mare. Bien évidemment les caractéristiques de ces bassins versants et leur occupation du sol sont très différentes, même s'ils présentent tous des surfaces forestières importantes. Si ses observations n'impliquent pas uniquement le rôle des tourbières, il n'en demeure pas moins qu'elles ne vont pas à l'encontre de l'ensemble des conclusions de notre étude.

Moins visibles, plus réduites et plus dispersées que les zones forestières, les tourbières ne jouent pas moins un rôle significatif dans la régulation du fonctionnement hydrodrologique des bassins versants. Bien évidemment, la continuité du suivi de nos bassins versants représentatifs permettra à terme d'affiner l'analyse.

Figure 138 - Autocorrélogrammes des débits des cours d'eau du versant foréziens



Conclusion générale

En préalable à notre étude, l'objectif opérationnel de ce travail était de mettre en place un dispositif expérimental pour pouvoir collecter les données quantitatives indispensables à l'analyse du fonctionnement hydrologique des tourbières. Certes, les travaux antérieurs sur les tourbières du Massif Central oriental nous avaient permis de bien connaître et de comprendre leur évolution à l'échelle de l'Holocène, mais nous ne disposions pas de base de données relatives à leur dynamique actuelle. Il nous est d'ailleurs vite apparu que ce type de données était rares en France [Laplace-Dolonde 2001, Martin 2002], et que si quelques sites avaient faits ou faisaient l'objet de suivis scientifiques, ceux-ci n'ont pas fait l'objet de publications. De plus, à la suite des travaux du Programme National de Recherche sur les Zones Humides qui se sont intéressés principalement à l'hydrologie des tourbières il restait à prendre en charge la question du rôle des tourbières dans le fonctionnement des bassins versants.

Nous avons donc dans un premier temps sélectionné des tourbières représentatives de notre secteur de moyenne montagne granitique et étudié dans quelle mesure leur fonctionnement hydrologique était conforme aux modèles dont nous disposions à travers l'importante littérature internationale, principalement anglo-saxone. Ensuite, nous nous sommes fixé l'objectif d'évaluer l'impact des tourbières à l'échelle des bassins versants. Cela nous a conduit à partir des bases de données existantes à entreprendre une cartographie fine de ces milieux humides. Pour cela nous avons eu recours aux Systèmes d'Information Géographique. En effet l'important travail d'inventaire lancé depuis une quinzaine d'années par les gestionnaires (Conseil Général de la Loire et CREN) n'a pas eu pour objectif principal de délimiter précisément les tourbières, si bien que les cartographies dont nous pouvions disposer n'étaient pas assez précises pour notre recherche.

A l'issue de notre travail, la spécificité des tourbières vis-à-vis de la restitution de l'eau qui arrive à leur surface est très claire : leur capacité d'absorption de l'eau au sein de l'acrotelm leur confère un rôle de régulation des écoulements dont l'efficacité varie au cours de l'année hydrologique. C'est donc cet horizon peu épais, d'une cinquantaine de centimètres en moyenne, qui détermine en grande partie le rôle des tourbières dans le fonctionnement hydrologique des bassins versants. Nous avons également pu faire apparaître leur impact sur le fonctionnement des nappes de versant. Les échanges entre ces

milieux saturés, dans lesquels la circulation de l'eau est très lente, et les nappes de de versant étant faibles, elles peuvent constituer des verrous hydrologiques qui limitent les débits de vidange des nappes.

Mais, si nos résultats éclairent la question du rôle hydrologique des tourbières pour nos bassins versants expérimentaux, ils sont insuffisants pour oser une généralisation à l'ensemble du Nord-Est du Massif Central. La prudence s'impose en effet de part la grande diversité des tourbières et des contextes hydro-géomorphologiques locaux. On doit aussi tenir compte des nombreuses interventions humaines, passées ou actuelles, qui ont modifié à des degrés divers le fonctionnement hydrologique et multiplié ainsi les cas de figure. Il n'en demeure pas moins que les quantifications proposées des différents processus à l'œuvre donnent des indications quant aux circulations d'eau entre les tourbières, les autres aquifères du bassin versant et le réseau hydrographique.

Il n'a pas été possible en revanche d'évaluer de manière comparative l'influence de ces milieux humides par rapport à d'autres types d'écosystèmes, comme les forêts, dont le rôle dans l'hydro-climatologie des bassins versants a largement été mis en avant [Aussenac 1968 et 1975, Cosandey 1995]. La littérature sur la question est riche et les études anciennes, notamment pour les zones de montagne (loi RTM). De toute façon, comme l'a bien montré l'ensemble des réflexions sur nos bassins versants expérimentaux (BVRE), les comparaisons restent difficiles et la démarche présente de nombreux écueils. Ainsi par exemple, à la Prenarde, établir les responsabilités respectives des tourbières et de la sapinière dans l'amortissement des crues est très difficile. Seul un travail spécifique nécessitant un équipement lourd permettrait de faire la part des choses entre notamment interception verticale par la forêt et stockage dynamique par les accumulations tourbeuses.

La mise en place du dispositif expérimental sur nos tourbières pilotes a constitué une étape longue et difficile. Malgré les financements et le soutien des collectivités (Conseil général de la Loire, Région Rhône-Alpes, Agence de l'Eau Loire Bretagne, DIREN Auvergne, Association pour la création du Parc Naturel des Monts de la Madeleine), l'acquisition, l'installation, le paramétrage et la maintenance des appareils de mesure, malmenés par les conditions climatiques rudes de la montagne, aura constitué la principale difficulté de cette étude. A l'avenir certains paramètres devront être affinés par des mesures de calage, couvrant un éventail plus important de situations hydrologiques. Si nous avons pu établir les premiers bilans, la dynamique des milieux tourbeux doit être envisagée sur de plus

longues périodes, comme le suggère leur longue histoire depuis leur mise en place au début de l'Holocène (Annexe 2 et 3).

Le dispositif expérimental est conçu dans une perspective de suivi à long terme [Cubizolle et Sacca 2004] et il s'inscrit dans une entreprise scientifique plus vaste visant à améliorer la gestion des tourbières qui risquent de souffrir du changement climatique en cours mais également de l'accentuation de la pression humaine. C'est pourquoi d'autres travaux réalisés dans le cadre de la Zone Atelier CNRS "Bassin de la Loire" (Cubizolle H., Carcaud N.) sont menés en parallèle des nôtres sur les mêmes sites. Il s'agit des recherches sur les diatomées de S. Châtelard (thèse en cours, Université Jean Monnet, CRENAM), et de celles de J–N. Haas (Université d'Innsbruck) et de F. Fassion (Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand) sur les macro-restes végétaux. Ils apporteront les connaissances qui nous manquent de l'évolution hydrologique de ces milieux humides au cours de l'Holocène. Et c'est en s'appuyant à la fois sur les données passées et présentes que nous espérons améliorer les prévisions sur les évolutions futures et adapter la gestion conservation aux changements environnementaux. Mais pour cela, encore faut-il pouvoir poursuivre le suivi en cours. La question des moyens est posée mais également celle de la gestion des très nombreuses données collectées. A ce propos nous avons mené une réflexion sur l'organisation, le traitement et la mise à disposition des base données que nous constituons (Annexe 4).

Une dernière interrogation concerne l'avenir de la gestion conservatoire des tourbières. En effet, la nécessité de mieux gérer la ressource en eau a largement contribué à mettre en avant les milieux tourbeux et en a sauvé beaucoup de la destruction. Bien circonscrits, de tailles modestes, riches en espèces remarquables, ils ont fait l'objet depuis 15 ans d'une attention particulière de la part des gestionnaires qui ont pu en faire des symboles de leur politique de gestion de l'eau. Mais qu'adviendra t-il de ces tourbières dont on a pu « fantasmer » l'importance du rôle hydrologique avant d'avoir véritablement mis en place les suivis scientifiques permettant d'éluder la question ?

Il s'avère qu'aujourd'hui, grâce aux différentes lois sur l'eau, la réglementation concernant les zones humides devrait réduire, voir stopper les atteintes irréversibles portées à ces écosystèmes. En attendant de pouvoir observer un impact possible du changement climatique, l'évolution de la dynamique de ces écosystèmes, et notamment le boisement, peut largement être mis en relation avec les changements qu'a connu le système agro-pastoral et notamment la réduction de la pression des troupeaux. Les tourbières du massif

du Forez sont ainsi relativement bien préservées des pratiques de drainage par rapport à celles d'autres secteurs du Massif Central comme l'Aubrac qui sont largement détruites ou, au mieux, endommagées, parce que subissant une pression agricole incomparablement supérieure. Seul le drainage peut en effet a remettre en cause le bilan hydrique positif ou nul indispensable à la turfigénèse qui a démarré il y 10 000 ans et s'est maintenu depuis (Annexe2).

En terme de gestion de la ressource en eau, les résultats de cette étude nous permettent d'affirmer la nécessité d'une prise en compte globale des milieux tourbeux à l'échelle des bassins versants. En effet, à l'échelle du site, les effets bénéfiques des tourbières pour les sociétés sont souvent très modestes. Ils vont même parfois à l'encontre de ceux souhaités comme c'est le cas des tourbières hautes pour le soutien d'étiage. Si, par leur fonctionnement hydrologique, les tourbières peuvent paraître isolées du reste du bassin versant, elles ont un impact indéniable pour la régulation des écoulements. Pour la gestion de la ressource en eau, il faut donc envisager l'effet cumulé de la présence de près d'un millier d'hectares de tourbières à l'échelle du massif du Forez, d'autant que les travaux que nous avons réalisés en collaboration avec P.O. Mazagol, mettent en avant leur rôle structurant dans l'organisation du paysage des Hautes Chaumes. Cet aspect, peu étudié jusque ici, ne doit donc pas être négligé dans l'évaluation de leur impact dans le fonctionnement des bassins versants. Il doit être mis en relation avec leur rôle hydrologique, car nous l'avons vu les tourbières influencent le climat local (évapotranspiration et humidité relative), les nappes de versants et la dynamique des écoulements.

Pour finir, au-delà de la continuité des suivis hydro-climatiques pour l'amélioration de l'évaluation du rôle des tourbières dans le fonctionnement des bassins versants, de nouveaux champs d'étude s'ouvrent au chercheur. En effet, la question doit être étendue à la multitude de petites zones humides para-tourbeuses ou non tourbeuses qui occupent les pentes et les fonds de vallon des zones de moyenne montagne du Massif Central. Si leur taille est souvent très modeste, elles n'en représentent pas moins d'importantes superficies. La connaissance de leur fonctionnement et de leur rôle hydrologique est en effet davantage présumé par extension des principes de fonctionnement des zones humides de plaine, qu'il n'a été véritablement étudié.

Bibliographie

ADAMUS P. R., 1983.- A method for wetland functional assessment. *Offices of Research, Development and Technology: Federal Highway Administration, & US Department of Transportation. US, 7p.*

AGUILLON L., 1886.- Legislation des mines française et étrangère. Baudry et Cie, *Paris, p 169-179.*

ALEXANDROV G. A., 1994.- Raised mire succession as modelled by multiple equilibria and dissipative structures. In: *W. J. MITSCH et D. O. LOGOFET, Global wetlands: old world and new*, Elsevier, Amsterdam, p 585-592.

ALLEN R. G., PEREIRA L. S., RAES D. et SMITH M., 1998.- Crop evapotranspiration-guidelines for computing crop water requirements-fao irrigation and drainage paper 56. *FAO, Rome, 300p.*

ALMQUIST-JACOBSON H. et FOSTER D. R., 1995.- Toward an integrated model for raised bog development : Theory and field evidence. In *Ecology, 76 (8), p 2503-2516.*

ALVERNY A., D', 1907.- Les Hautes Chaumes du Forez ou l'histoire des bois et des montagnes pastorales de cette province à l'entour de Pierre-sur-Haute. In *Bulletin de la Diana, 25, p 160-211.*

AMOROS C. et PETTS G. E., 1993.- Hydrosystèmes fluviaux. Masson, Collection d'Ecologie, Paris, *300p.*

ANDERSEN R., FRANCEZ A.-J. et ROCHEFORT L., 2006.- The physicochemical and microbiological status of a restored bog in Quebec: Identification of relevant criteria to monitor success. In *Soil Biology and Biochemistry, 38 (6), p 1375-1387.*

ANDREASSIAN V., 2004.- Couvert forestier et comportement hydrologique des bassins versants. In *Houille blanche (Grenoble), (2), p 31-35.*

ANTISELL MD, T., 1852.- Hand book of the useful arts. *New York, 692p.*

ARGANT J. et CUBIZOLLE H., 2005.- L'évolution holocène de la végétation des Monts de la Madeleine, du Forez, du Livradois et du Pilat (Massif Central oriental, France) : L'apport d'une nouvelle série d'analyses palynologiques. In *Quaternaire, 16 (2), p 119-142.*

ARMSTRONG A. C., 1995.- Short communication : Hydrological model of peat-mound form with vertically varying hydraulic conducitivity. In *Earth surface processes and landforms, 20 (5), p 473-477.*

ARNELL N. W., 1999.- Climate change and global water resources. In *Global Environmental Change, (9) p 31-49.*

AUSSENAC G., 1968.- Interception des précipitations par le couvert forestier. In *Annales des Sciences Forestières*, 25, *p 115-156.*

AUSSENAC G., 1975.- Couverts forestiers et facteurs du climat : leurs interactions, conséquences écophysiologiques chez quelques résineux. Thèse d'État, Université de Nancy I, *227p*.

BADEN W. et EGGLESMANN R., 1968.- The hydrologic budget of the highbogs in the atlantic region. In: *Proceedings of the Third International Peat Congress, Quebec, Canada, August 18-23, 1968, p 260-311.*

BAIRD A. J., 1997.- Field estimation of macropore functioning and surface hydraulic conductivity in a fen peat. In *Hydrological Processes, (11), p 287-295.*

BAIRD A. J. et GAFFNEY S. W., 2000.- Solute movementin drained fen peat : A field tracer study in somerset (uk) wetland. In *Hydrological Processes, (14), p 2489-2503.*

BAIRD A. J., GAFFNEY S. W. et ARMSTRONG A. C., 1996.- Short communication "Hydrological model of peat-mound form with vertically varying hydraulic conductivity" By A.C. Armstrong : Discussion. Peat mounds with non-uniform properties : Reply. In *Earth surface processes and landforms, 21 (8), p 765-771.*

BAIRD A. J. et WALDRON S., 2003.- Shallow horizontal groundwater flow in peatlands is reduced by bacteriogenic gas production. In *Geophysical Research Letters, 30 (20), p 1-4.*

BAKEWELL R., 1833.- An introduction to geology. Silliman , *New Haven, 670p.*

BARBARIN B., 1983.- Les granites carbonifères du Forez septentrional (Massif Central français), typologie et relation entre les différents massifs. Thèse d'État, Université de *Clermont Ferrand II, Clermont-Ferrand, 177p.*

BARNAUD G., 1996.- Fonctions et rôles des zones humides. In *L'eau, l'homme et la nature, Paris, France, 18 et 20 septembre 1996, p 307-316.*

BARNAUD G., 1997.- Conservation des zones humides : Concepts et méthodes appliqués à leur caractérisation. Thèse de doctorat, *Université de Rennes I, Rennes, 451 p.*

BARNAUD G., LE BLOCH F. et LOMBARDI, A., 1996.- Entre terre et eau - Agir pour les zones humides. *Ministère de l'environnement, Fiches d'information.*

BARNAUD G. et MONDAIN-MONVAL J. Y., 2001.- Renforcer les connaissances pour une conservation dynamique des infrastructures naturelles "Zones humides". In: *Wetland inventory, assessment and monitoring : Practical techniques and identification of major issues, 8-14 Novembre, 1998, Dakar, Sénégal, p 52-64.*

BARRESWIL M. et GIRARD A., 1862.- Dictionnaire de chimie industrielle. Dezobry, Tandou et Cie, *Paris, p 3-6.*

BAUER I., 2002.- Modelling factors that control peat accumulation over different timescales. In *American geophysical Union, Fall meeting 2002.*

BAVINA L. G., 1967.- Refinement of parameters for calculating evaporation from bogs on the basis of observations at bogs stations. In *Soviet Hydrology : Selected Papers -Translated from Trudy Gos. Gidrol. Inst., 145 (4), p 348-370.*

BAY R. R., 1970.- Water table relationships on experimental basins containing peat bogs. In: *Symposium on the results of research on representative and experimental basins, Wallingford, p 360-368.*

BEAUFILS G., 1966.- Etude géologique du versant occidental du Haut Forez central (Puy de Dôme). Thèse d'État, *Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 145p.*

BECKWITH C. W., BAIRD A. J. et HEATHWAITE L., 2003a.- Anisotropy and depht-related heterogeneity of hydraulic conductivity in a bog peat. I: Laboratory measurements. In *Hydrological Processes, 17, p 89-101.*

BECKWITH C. W., BAIRD A. J. et HEATHWAITE L., 2003b.- Anisotropy and depht-related heterogeneity of hydraulic conductivity in a bog peat. Ii: Modelling the effects on groundwater flow. In *Hydrological Processes, 17, p 103-113.*

BELLAMY D. J., 1968 - An ecological approach to the classification of european mires. In: *Proceedings of the Third International Peat Congress, Quebec, Canada, August 18-23, 1968, p 74-79.*

BELLON F., 1980.- La géologie de la Loire. Edition Le Hénaff, *Saint-Étienne, 160 p.*

BELOSERKOVSKAYA I. F., LARGIN I. F. et ROMANOV V. V., 1969.- Investigation of surface and internal evaporation on highmoor bogs. In *Soviet hydrology, 6, p 437-441.*

BELTMAN B., VAN DEN BROEK T., BARENDREGT A., BOOTSMA M. C. et GROOTJANS A. P., 2001.- Rehabilitation of acidified and eutrophied fens in the netherlands: Effects of hydrologic manipulation and liming. In *Ecological Engineering, 17 (1), p 21-31.*

BELYEA L. R. et CLYMO R. S., 2001.- Feedback control of the rate of peat formation. In *Proceedings of the Royal Society of London, 268 (B), p 1315-1321.*

BENDJOUDI et MARSILLY, 2000.- Le fonctionnement hydrologique des zones humides. In *FUSTEC, E. et LEFEUVRE, J.C., Fonctions et valeurs des zones humides, Dunod, Paris, p 61- 81.*

BERTRAND E., 1763.- Dictionnaire universel des fossiles propres et des fossiles accidentels. Chambeau, *Avignon, 256p.*

BETHEMONT J., 1999.- Les grands fleuves, entre nature et société. *Armand Colin, Collection U Géographie, Paris, 255p.*

BETHEMONT J. et BRET F., 1983.- La notion d'aménagement intégré appliquée au bassin de la Loire. In *Revue de géographie de Lyon, 58 (3), p 219-234.*

BEVEN K., 1989.- Changing ideas in hydrology-the case of physically-based models. In *Journal of Hydrology, 105 (1-2), p 157-172.*

BEVEN K., 1993.- Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. In *Advances in water resources, 16 (1), p 41-51.*

BEVEN K. J. et KIRKBY M. J., 1979.- A physically based variable contributing area model of basin hydrology. In *Hydrological sciences bulletin, 29, (1), p 43-69.*

BLANC J. F., 1844.- Nouveau manuel complet pour l'exploitation des mines. Manuels Roret, *Paris, p 57-68 p.*

BOBIER C. et GLANGEAUD P., 1959.- Géodynamique et volcanisme du fossé de Montbrison et du horst du Forez. *B.S.G.F., 7 (1), p 867-890.*

BOELTER D. H., 1964.- Water storage characteristics of several peats in situ. In *Soil Science, 28, p 433-435.*

BOELTER D. H., 1965.- Hydraulic conductivity of peats. In *Soil Science, 100, p 227-231.*

BOELTER D. H., 1968.- Important physical properties of peat materials. In: *Proceedings of third international peat congress, Quebec, Canada, p 150-154.*

BOELTER D. H., 1969.- Physical properties of peats as related to degree of decomposition. In *Soil Science Society of America Proceedings, 33, p 606 - 609.*

BOELTER D. H., 1972.- Preliminary results of water level control on small plots in a peat bog. In: *Proceedings of 4th International Peat Congress, Dublin, p 347-354.*

BOITHIAS J. L., 1977.- L'estivage familial et la fabrique de la fourme sur les Hautes Chaumes foreziennes dans l'entre deux guerres. *Bulletin historique et scientifique de l'Auvergne, 655 (88), p 371-388.*

BONNAND P., 1967.- Observation sur les paysages ruraux du massif forezien. In *Revue d'Auvergne, 19, p 326-350.*

BOSC E., 1870.- Traité complet de la tourbe. Baudry, *Paris, 242p.*

BOUCHET P., 1991.- L'enneigement des Hautes-Chaumes du Forez. Suivi chronologique et étude d'une congère pendant l'hiver 1990 - 1991. *Université Jean Monnet, Saint-Étienne, 52 p.*

BOURNERIAS, 1995.- Les tourbières. In *Encyclopedia universalis, p 776-779.*

BRAGG O. M. et TALLIS J. H., 2001.- The sensitivity of peat-covered upland landscapes. In *Catena, 42, p 345-360.*

BRAVARD P. et PETIT F., 1997.- Les cours d'eau. *Dynamique du système fluvial*. Armand Colin, Paris, 222p.

BROMLEY J., ROBINSON M. et BARKER J. A., 2004.- Scale-dependency of hydraulic conductivity: An example from thorne moor, a raised mire in south yorkshire, uk. In *Hydrological Processes, 18 (5), p 973-985.*

BRONGNIART A., 1807.- Traité élémentaire de minéralogie avec des applications aux arts. Deterville, *Paris, 444p.*

BROWN D. A. et OVEREND R. P., 1993.- Methane metabolism in raised bogs of northern wetlands. In *Geomicrobiology Journal, 11 (1), p 35-48.*

BROWN P. A., GILL S. A. et ALLEN S. J., 2000.- Metal removal from wastewater using peat. In *Water Research 34 (16), p 3907-3916.*

BULLOCK A. et ACREMAN M., 2003.- The role of wetlands in the hydrological cycle. In H*ydrology and Earth system science, 7 (3), p 358-389.*

BURAT A., 1859.- Traité de gisement et de l'exploitation des minéraux utiles. Langlois, *Paris, p 92-94.*

CAJANDER A. K., 1913.- Studien über die moore finnlands. In *Acta Forestalia Fennica 2(3), p 1-208.*

CAMPBELL D. I. et WILLIAMSON J. L., 1997.- Evaporation from raised peat bog. In *Journal of Hydrology, 193, p 142-160.*

CARPENTER S. R., FISHER S. G., GRIMM N. B. et KITCHELL J. F., 1992.- Global change and freshwater ecosystems. In *Annual Review of Ecology and Systematics, 23, p 119-139.*

CESAME, 2006.- Etude pour la restauration de la fonctionnalité hydrologique des zones humides des bassins versants de la Borne et du Lignon. *FEOGA-Garantie, Conseil Général de la Haute-Loire, Fraisses, 119p.*

CHALLETON DE BRUGHAT F., 1858.- La tourbe. Etude sur les combustibles employés dans l'industrie. Langlois et Leclerq, *Paris, p 316-392.*

CHARMAN D., 2002.- Peatlands and environnemental changes. Edition Wiley, *London, 301p.*

CHASON D. B., 1986.- Hydraulic conductivity and related physical properties of peat, lost river peatland, northern Minnesota. In *Soil Science, 142, p 91-99.*

CHASSAGNE M., 1938.- Notes préliminaires sur les tourbières du Montocel (Bois Noirs). In *Revue des Sciences du Bourbonnais Centre France, p 53-59.*

CHORLEY R. J. et KENNEDY B. A., 1971.- Physical geography: A systems approach. Prentice Hall, London, *370p.*

CHOW T. L., REES H. W., GHANEM I. et CORMIER R., 1992.- Compactibility of cultivated sphagnum peat material and its influence on hydrologic characteristics. In *Soil Science SOSCAK, 153 (4), p 300-306.*

CHURAYEV N. V., 1960.- Metody issledovaniya vodnykh svoykh si struktury torfa s pomoshch'yu radioaktivnykh indikatorov (methods of investigating the hydrauliqc properties and structure of peat by radioactive tracers. In *GOSENERGOIZDAT, Novye fizikischeskie metody issledovaniya torfa, Moscou et Leningrad, 125-137 p.*

CLAVAUD B. et RATSIMBA G., 1972.- Versant oriental des Monts du Forez granites et formations associées (Massif Central français). Thèse d'État, *Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 346p.*

CLYMO R. S., 1983.- Peat. In: *A. J. P. GORE, Mires, swamp, bog, fen and moor. Elsevier Scientific Amsterdam, p 159-224.*

CLYMO R. S., 1984.- The limits to peat-bog growth. In *Phil. Trans Royal Society London, 303 (B), p 605-654.*

CLYMO R. S., 1991.- Peat growth. In *Quaternary Landscapes, p 76-112.*

CLYMO R. S., 2004.- Hydraulic conductivity of peat at ellergower moss. In *Hydrological Processes*, 18 (2), Scotland, p 261–274.

COÏC B., FRAPPA F. et LAZA L., 2001.- Tourbières en Rhône-Alpes, un patrimoine commun à gérer. *Conservatoire Régional des Espaces Naturels, Vourles, 48p.*

CONSTANCIN P., 1972.- Les contes de la jasserie. Dumas, *Saint-Étienne, 135p.*

COSANDEY C., 1993.- Forêt et écoulements: Rôle de la forêt sur la formation des crues et le bilan d'écoulement annuel. Rapport de fin de contrat CEE L.A., *Meudon, 141p.*

COSANDEY, C. 1995.- La forêt réduit-elle l'écoulement annuel? In *Annales de géographie*, 04/1995, n° 581, p 7-25.

COSANDEY C., 1996. - Bilan hydrique - bilan hydrologique. *Comité National Français des Sciences Hydrologiques (CNFSH).*

COSANDEY C. et ROBINSON M., 2000.- Hydrologie continentale. Armand Colin, Collection U Géographie, Paris, 360*p.*

COUILLARD L. et PAYETTE S., 1985.- Holocene evolution of a peat plateau (northern Quebec) *Canadian Journal Botanic, 63 (6), p 1104-1121.*

COUTURE-MONDI C., MAVROCORDATOS D., PERRET D. et ATTEIA O., 1999.- Interactions entre fer et matière organique en zone tourbeuse. In: *F. ELSASS et A. M. JAUNET, Structure et ultrastructure des sols et des organismes vivants. 20-21 novembre 1997, Versailles, p 183-192.*

CRAIG H., 1961.- Isotopic variations in meteoric waters. In *Science, 133, p 1702-1703.*

CUBIZOLLE H., 1997.- La Dore et sa vallée : Approche géo-historique des relations homme/milieu fluvial. Publications de l'Université de Saint-Étienne, *Saint-Étienne, 389p.*

CUBIZOLLE H., 2001.- L'évolution holocène de la plaine alluviale de la Loire dans le bassin du Forez (Massif Central, France). Mise en évidence du potentiel géoarchéologique. In *Quaternaire, 12 (36557), p 53-67.*

CUBIZOLLE H., 2005a.- Les facteurs de la répartition géographique de tourbières : Une combinaison de facteurs physiques et humains. L'exemple des tourbières du Massif Central oriental. In *Origines, fonctionnement et conservation des tourbières. Actes du colloque de Goutelas, 5-7 octobre 2005, Saint-Étienne, p 17-44.*

CUBIZOLLE H., 2005b.- Paléoenvironnement et turfigenèse, l'apport de l'étude des tourbières à la connaissance de l'évolution holocène des milieux montagnards du Massif Central oriental granitique. Habilitation à diriger les Recherches, Université de Limoges, Limoges, *750p.*

CUBIZOLLE H., PORTERET J., ETLICHER B. et SACCA C., 2005.- Le développement de la collaboration entre scientifiques et gestionnaires pour la mise en place du suivi scientifique des tourbières de france. In: *Origines, fonctionnement et conservation des tourbières. Actes du colloque de Goutelas, 5-7 octobre 2005, Saint-Étienne, 2007, p 365-381.*

CUBIZOLLE H., PORTERET J., SACCA C. et ETLICHER B., 2006.- Recherche scientifique et gestion conservatoire des tourbières : L'exemple rhône-alpin. In *Colloque L'eau en montagne, 20, 21, 22 septembre 2006, Megève, France.*

CUBIZOLLE H., RUSSIAS L. et PORTERET J., 2003a.- Synthèse de l'atelier n°2 : Quel rôle joue les tourbières dans le fonctionnement hydrologique des bassins versants. In *Quatrième journée d'échanges techniques entre gestionnaires d'espaces naturels de Rhône Alpes - vers une stratégie de préservation des tourbières, Conservatoire Régional des Espaces Naturels, Vourles, 21p.*

CUBIZOLLE H., TOURMAN A., ARGANT J., PORTERET J., OBERLIN C. et SERIEYSSOL K., 2003b.- Origins of european biodiversity : Palaeo-geographic signification of peat inception during the holocene in the granitic eastern Massif Central (France). In *Landscape Ecology, 18 (special issue), p 227-238.*

CUBIZOLLE H., TOURMAN A., SACCA C., PORTERET J. et THEBAUD G., 2004.- Les tourbières du haut bassin versant de la Loire (Massif Central oriental) : Intérets paléoenvironnemental et phytocénotique, enjeux socio-économiques. In *Norois, 192 (3), p 95-115.*

CUNGE J. A., 2008.- Modèles mathématiques en hydraulique et en hydrologie. In *TechAgora - Techniques de l'Ingénieur: 18.*

D'HALLOY, 1835.- Eléments de géologie. Levrault, *Paris, 742p.*

D'ORBIGNY C. et GENTE A., 1851.- Géologie appliquée aux arts et à l'agriculture comprenant l'ensemble des révolutions du globe. *Paris, 535p.*

DA COSTA J. A. et JACQUET J., 1965.- Présentation des résultats de l'enquête unesco- aihs sur les bassins représentatifs et expérimentaux dans le monde. In *Bulletin de l'Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, 4 (4), p 107-110.*

DACHARRY M., 1996. - Hydrosystèmes. *Comité National Français des Sciences Hydrologiques (CNFSH).*

DAI T. S., 1973.- Measurement of hydraulic conductivity of peats. In *Canadian Journal Soil Science, 53, p 21-26.*

DAMNAN A. W. H., 1995.- Major mire vegetation units in relation to the concepts of ombrotrophy and minerotrophy : A worldwide perspective. In *A. MOEN, Grunneria, Trondheim, 23p.*

DAMON M., 1972.- Les jasseries des Monts du Forez. Sociologie de la vie pastorale. Thèse d'État, *Université de Lyon II, Lyon, 260p.*

DAVID S. et VALYON N., 2000.- L'apport des tourbières du Massif Central oriental aux travaux de reconstitution des paléoenvironnements holocènes : Méthodes de travail sur le terrain (en français et hongrois). *Université Jean Monnet, Saint-Étienne, 72p.*

DE-BEAULIEU J. L., 1989.- Histoire de la flore et de la végétation du Massif Central (France) depuis la fin de la dernière glaciation. In *Cahiers de micropaléontalogie, 3 (4), p 5-36.*

DE CHARLEVOIX P. F. X., 1755.- Mémoires pour l'histoire des sciences et beaux arts. Chaubert et Herissant, *Paris, pagination inconnue.*

DE LUC, 1779.- Lettres physiques et morales sur l'histoire de la terre et de l'homme adressées à la reine de la Grande-Bretagne. *Paris, La Haye, p 29-271.*

DE VRIES F. T., 2003.- Practical use of a hydrological model for peatlands in borneo: Modelling the sungai sebangau catchment in central Kalimantan, Indonesia. In *Alterra, Green World Research Wageningen Netherlands, 87p.*

DEGORCE J. N., 1990.- Les tourbières du Haut Forez : De l'intérêt d'une approche géomorphologique. In: *Centre d' Etudes Foreziennes, Les Monts du Forez, le milieu et les hommes, Saint-Étienne, p 107-117.*

DEGORCE J. N., 1995.- Les milieux humides dans la Loire. Publications de l'Université de Saint-Etienne, *Saint-Étienne, 377p.*

DEPREZ J. M., 1986.- Les Hautes-Chaumes de la montagne du Forez. *Délégation à l'architecture et à l'environnement Rhône-Alpes, 59p.*

DEREX J. M., 2001.- Pour une histoire des zones humides en France (XVIIe - XIXe siècle) : Des paysages oubliés, une histoire à écrire. In *Histoire et Sociétés rurales, 15, p 11-36.*

DEVITO K. J., 1997.- Flow reversals in peatlands influenced by local groundwater systems. In *Hydrological Processes, 11 (1), p 103-110.*

DIRY J. P., 2002.- La notion de "Moyennes montagnes". In *E. Bourdessoule, Les montagnes, Edition du Temps, Nantes, p 33-45.*

DOHERTY J., 2001.- Improved calculations for dewatered cells in modflow. In *Ground water, 39 (6), p 863-872.*

DOOGE J., 1975.- The water balance of bogs and fens. In *IASH, Hydrology of marsh-ridden area symposium proceedings., Paris, p 233-272.*

DREXLER J. Z., BEDFORD B. L., SCOGNAMIGLIO R. et SIEGEL D. I., 1999.- Fine-scale characteristics of groundwater flow in a peatland. In *Hydrological Processes, 13 (9), p 1341-1359.*

DREXLER J. Z., SNYDER R. L., SPANO D. et PAW K. T., 2004.- A review of models and micrometeorological methods used to estimate wetland evapotranspiration. In *Hydrological Processes, 18 (11), p 2071-2101.*

DU-ROSELLE F., 1950.- Les Monts du Forez, recherches morphologiques. In *Annales de Géographie, 316 (59), p 241-258.*

DUBAKH A. D., 1936.- Ocherki po gidrologii bolot (outlines of the hydrology of mires). *Moscou, pagination inconnue.*

DUBÉ I., 2003.- De mm à cm ... Etudes des rapports neige / eau liquide au Québec. *BSME, Rimouski, 131p.*

DUBOIS G., 1945.- Notes géologiques, micropaléontologiques et géochimiques sur une tourbière de Noirétable, dans les Monts du Forez. In *Extrait du bulletin de la société géologique de France, 5 (XV), p89-109.*

DUBOIS G., 1946.- Quelques tourbières de la montagne de la Madeleine. In *Extrait du bulletin de la société géologique de France, 5 (XVI), p 643-658.*

DUBOIS G., 1948.- Pollen analysis of post glacial peats and deposits in France for the period 1939–1946. In *Plant Ecology, 1 (1), p 43-50.*

DUBOIS, M., 1949.- Les tourbières françaises, résultats et prospections. Ministère de l'Industrie et du Commerce, Direction des mines, 2 volumes, *Paris, 227 p*.

DUBREUIL P., 1974.- Présentation de l'activité française en matière de bassins représentatifs au cours de la décennie hydrologique internationale. In *Cahiers de l'ORSTOM, XI (2), p 67-71.*

DUBREUIL P., 1988.- Les bassins versants représentatifs et expérimentaux pour une surveillance à long terme des ressources en eau et leurs modifications. *CEMAGREF, 19p.*

DUGAN P. J., 1990.- Wetland conservation: A review of current issues and required action. *IUCN, Gland, 96p.*

DUMAS M., 1828.- Traité de chimie appliquée aux arts. Bechet Jeune, *Paris, 760p.*

DZIKOWSKI M. et LAPLACE-DOLONDE A., 2001.- Fonctionnement hydrologique des tourbières, du bassin versant à l'histosol. In *Programme National de Recherches sur les Zones Humides (PNRZH) Projet n°16 -tourbières de France, Lyon, 104p.*

DZIKOWSKI M., LAPLACE-DOLONDE A., NICOUD G. et POINT M., 2000.- Fonctionnement hydrologique de la tourbière du Grand Lemps (Isère, France). In *S. WICHEREK, L'eau, de la cellule au paysage, p 125-142.*

EGGELSMANN R., 1963.- Die potentielle and aktuelle evaporation eines seelima-hochmoores. In *Publication de l'Association Internationale d'Hydrologie Scientfique, (62), p 88-97.*

EGGELSMANN R., 1964.- Verlauf der grundwasserströmung in entwässertenn mooren. In *Deutch Bodenkdl. Ges.,(2), p 129-139.*

EGGELSMANN R., 1975a.- Physical effects of drainage in peat soils of the temperate zone and their forecasting. In *IASH, Hydrology of marsh-ridden area symposium proceedings, Paris, p 69-76.*

EGGELSMANN R., 1975b.- The water balance of lowland areas in north-western regions of F.R.G. In *IASH, Hydrology of marsh-ridden area symposium proceedings, Paris, p 137-147.*

ELKINGTON J., 1801.- An account of the mode of draining land. Millan, *Londres, pagination inconnue.*

ESTIENNE P., 1952.- Recherche sur le climat du Massif Central. Mémoire de la météorologie nationale, *Paris, 242p.*

ETLICHER B., 1974.- Premières remarques sur les formations de pente périglaciaires en Forez. In *Revue de géographie de Lyon*

ETLICHER B., 1980.- Problèmes du glacaire forezien. In *Bulletin du laboratoire rhodanien de géomorphologie, (7), p 3-27.*

ETLICHER B., 1983.- Structure du socle et morphogénèse dans les Monts du Forez. In *Revue de géologie dynamique et de géographie physique, 24 (1), p 75-85.*

ETLICHER B., 1986.- Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais : Régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline. Thèse d'État, *Université de Lyon II, 687p.*

ETLICHER B., 1990.- Le Forez : Une montagne ? In *Centre d'Etudes Foreziennes, Les Monts du Forez, le milieu et les hommes, St Etienne, p 17-34.*

ETLICHER B., BESSENAY C., COUHERT J.-P., FAURY O., FRANCEZ A.-J., SUCHEL J.-B. et THÉBAUD G., 1993.- Les Hautes-Chaumes du Forez : Diagnostic écologique pour la gestion d'un espace sensible. Publications de l'Université de Saint-Etienne, *Saint-Étienne, 159p.*

EVANS M. G., BURT T. P., HOLDEN J. et ADAMSON J. K., 1999.- Runoff generation and water table fluctuations in a blanket peat : Evidence from uk data spanning the dry summer of 1995. In *Journal of Hydrology, 221, p 141-160.*

FAO, 1978.- Crop calendars. Plant production and protection paper. In *Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture, Rome, 124p.*

FLORINSKY I. V., EILERS R., MANNING G. R. et FULLER L. G., 2002.- Prediction of soil properties by digital terrain modelling. In *Environmental Modelling & Software, 17, p 295-311.*

FRANCEZ A. J., 1989.- Les tourbières et l'eau ; essais de synthèse bibliographique sur le fonctionnement hydrologique de la tourbière et ses conséquences écologiques. *CEREMCA, 61p.*

FRANCEZ A. J., 1992.- The peatlands in France: Localization characteristics use and conservation. In *Suo, 43, p 11-24.*

FRANZEN L. G., CHEN D. et KLINGER L. F., 1996.- Principles for a climate regulation mechanism during the late phanerozoic era, based on carbon fixation in peat-forming wetlands. In *Ambio 25 (7), p 435-442.*

FREZZE R. A. et CHEERY J. A., 1979.- *Groundwater.* Prentice Hall, *604p.*

FROLKING S., ROULET N. T. et LAFLEUR M., 2001.- Modeling northern peatland decomposition and peat accumulation. In *Ecosystems, 4, p 479-498.*

FUCHSMAN C. H., 1986.- The unresolved problems of peat - water relationships. in: *C. H. Fushman, Peat and water, Elsevier, London, p 1-7.*

FULLER G. D., 1927.- Pollen analysis and postglacial vegetation. In *Botanical Gazette, 83 (3), p 323-325.*

FUSTEC et LEFEUVRE, 2000.- Fonctions et valeurs des zones humides. Dunod, *Paris, 426p.*

FUSTEC E., 1996.- Les fonctions et valeurs des zones humides. Agence de l'eau Saine-Normandie, *Dijon, 134p.*

GASOWSKI S., 1994.- L'enfoncement du lit de la Loire. *Revue de Géographie de Lyon, p 41-45.*

GÉHU, J.M., MERIAUX, J.L. et TOMBAL, P., 1981.- *Inventaire des tourbières de France.* Institut Européen d'Ecologie de Metz. Ministère de l'Environnement, direction de la protection de la nature, Université de Metz, 274p.

GERMAIN DE SAINT PIERRE, 1856.- De l'influence du déboisement des montagnes et du desséchement des tourbières, des lacs et des étangs, sur les débordements des torrents et des fleuves. In *Bulletin de la société botanique de France, Tome III, p 462-469.*

GILMAN K., 1996.- Hydrological modelling of peatlands under management for agriculture and wildlife, west segemoor, somerset . In *Hydrologie dans les pays celtiques, Rennes, 8-11 juillet, p 335-344.*

GILMAN K. et NEWSON M. D., 1980.- Soil pipes and pipeflow: A hydrological study in upland wales. Geobooks, Norwich, 114p.

GIRARDIN J., 1875.- Leçons de chimie élémentaire appliquée aux arts industriels. Masson, *Paris, p 159-167.*

GOBAT J. M., 1991.- Un triangle granulométrique pour les tourbes : Analyse semi-automatique et représentation graphique. In *Science du sol, 29 (1), p 23-35.*

GOBAT J. M., 1998.- Le sol vivant, bases de pédologie, biologie des sols. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Paris, *521p.*

GODARD A., 1977.- Pays et paysages du granite. Presses Universitaires de France, *Paris, 232 p.*

GRASLAND C., 1998. - Iinitiation aux méthodes statistiques en sciences sociales. *Université Paris VII / UFR GHSS.*

GREELEY H., 1851.- Glances at Europe from Great Britain, France, Italy, Switzerland, etc during the summer of 1851. Dewitt et Davenport, *New York, 353 p.*

GUERTIN D. P., BARTEN P. K. et BROOKS K. N., 1987.- Peatland hydrologic impact model: Development and testing. In *Nordic Hydrology NOHYBB, 18 (2), p 79-100.*

HEIKURAINEN L., 1963.- On using ground water table fluctuations for measuring evapotranspiration. In *Acta Forestalia Fennica 75 (5), p 1-15.*

HEIKURAINEN L., 1964.- Groundwater table and water content in peat soil. In *Acta Forestalia Fennica, 77 (1), p 1-18.*

HEINSELMAN M. L., 1963.- Forest sites, bog processes, and peatland types in the glacial lake agassiz region, Minnesota. In *Ecological Monographs, 33 (4), p 327-374.*

HEMOND H. F. et GOLDMAN J. C., 1985.- On non-darcian water flow in peat. In *Journal of Ecology, 73 (2), p 579-584.*

HIGGINS G. M. et KASSAM A. H., 1981.- The fao agro-ecological zone approach to determination of land potential. In *Pédologie, 31, p 147-168.*

HILBERT D. W., 2000.- Modelling and analysis of peatlands as dynamical systems. In *Journal of Ecology, 88 (2), p 230-242.*

HOAG R. et PRICE J., 1995.- A field scale natural gradient solute transport experiment in a peat at a newfoundland blanket bog. In *Journal of Hydrology, 172, p 171-184.*

HOBBS N. B., 1986.- Mire morphology and the properties and behaviour of some british and foreign peats. In *Quaterly Journal of Engineering Geology, 19, p 7-80.*

HOGAN J. M., 2006.- Hydrologic behaviour and hydraulic properties of patterned fen in Saskatchewan. *University of Saskatchewan, Division of environmental engineering, Saskatoon, 139p.*

HOLDEN J., 2002.- Piping and pipeflow in a deep peat catchment. In *Catena, 48, p 163-199.*

HOLDEN J. et BURT T. P., 2002.- Infiltration, runoff and sediment production in a blanket peat catchments : Implications of field rainfall simulation experiments. *Hydrological Processes, 15, p 2537-2557.*

HOLDEN J. et BURT T. P., 2003a.- Hydraulic conductivity in upland blanket peat : Measurement and variability. In *Hydrological Processes, 17, p 1227-1237.*

HOLDEN J. et BURT T. P., 2003b.- Hydrological studies on blanket peat : The signifiance of acrotelm-catotelm model. In *Journal of Ecology, 91, p 86-102.*

HOLDEN J. et BURT T. P., 2003c.- Runoff production in blanket peat covered catchments. In *Water Resources Research, 39 (7), 1191.*

HOLDEN J., BURT T. P. et COX N. J., 2001.- Macroporasity and infiltration in blanket peat : The implications of tension disc infiltrometer measurement. In *Hydrological Processes, 15, p 289-303.*

HOLDEN J., BURT T. P. et VILAS M., 2002.- Application of ground-penetrating radar to the identification of subsurface piping in blanket peat. In *Earth Surface Processes and Landforms, 27 (3), p 235-249.*

HOLDEN J., CHAPMAN P. J. et LABADZ J. C., 2004.- Artificial drainage of peatlands: Hydrological and hydrochemical process and wetland restoration. In *Progress in Physical Geography, 28 (1), p 95-123.*

HOLLAND, 1835.- The history and description of fossil fuel, the colleries and coal trade of Great Britain. *London, pagination inconnue.*

HOOLE S., 1800.- The select works of antony van leewenhoek. Sidney G., *Londres,113p.*

HOPKINS W. G. et EVRARD C.-M., 2006.- Physiologie végétale. *536 p.*

HUBERT P., 2001. - Hydrologie. *Dictionnaire français d'hydrologie.adresse Internet CNSFH*

HUSTACHE E., 2004.- Etude hydrologique de la tourbière du col - Réserve naturelle du lac Luitel. *ONF, Grenoble, 59p.*

HVORSLEV M. J., 1951.- Time lag and soil permeability in ground-water observations *US Army Corps of Engineers, Vicksburg, Mississippi, Bulletin 36.*

IASH, 1975. - Hydrology of marsh-ridden area. *Proceedings of the Minsk symposium, Minsk. 564p.*

IFEN, 2005.- Les prélèvements d'eau en France et en Europe. *4 p.*

INGRAM H. A. P., 1967.- Problems of hydrology and plant distribution in mires. In *Journal of Ecology, 55, p 711-724.*

INGRAM H. A. P., 1978.- Soils layers in mires : Function and terminology. In *Journal of Soil Sciences, 29, p 224-227.*

INGRAM H. A. P., 1982a.- Size and shape in raised mire ecosystems : A geophysical model. In *Nature, 297, p 300-303.*

INGRAM H. A. P., 1982b.- Soil layers in mires : Function and terminology. In *Journal of Hydrology, 29 (2), p 224;227.*

INGRAM H. A. P., 1983.- Hydrology. In *A. J. P. GORE, Mires: Swamp, bog, fen and moor, Amsterdam, p 67-158.*

INGRAM H. A. P., 1987.- Ecohydrology of scottish peatlands. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth sciences, 78 (4), p 287-296.*

INGRAM H. A. P. et BRAGG O. M., 1984.- The diplotelmic mire: Some hydrological consequences reviewed. *Proceedings of the Seventh International Peat Congress, Dublin, p 220–234.*

IVANOV K., 1953.- Gidrologia bolot. In *Gidrometeoizdat.*

IVANOV K. E., 1981.- Water movement in mirelands. Academic Press, *London, 276 p.*

IVITSKY A. I., 1975.- Hydrological fundamentals of bog drainage. In *IASH, Hydrology of marsh-ridden area symposium proceedings, Paris, p 97-108.*

JACOB N., 2005.- Prélèvements hydriques de l'agriculture et de l'industrie en Cévenne vivaraise depuis le XIXe siècle: L'apport des archives à la gestion contemporaine. In *Houille blanche (Grenoble), (3), p 97-102.*

JANSSEN C. R., 1990.- Histoire de la végétation des Monts du Forez. In *Centre d'Etudes Foreziennes, Les Monts du Forez, le milieu et les hommes, Saint-Étienne, p 65-79.*

JENKINS G. M. et WATTS D. G., 1968.- Spectral analysis and its applications. In *Boca Raton, 525p.*

JOLIVEAU T. et BÉTHEMONT J., 1997.- Sur la gestion des espaces hydrauliques: Contributions au" Séminaire européen de géographie sur l'eau", rassemblées par Thierry Joliveau et Jacques Bethemont; 10-16 septembre 1995, Saint-Victor-sur-Loire, Questions d'espace n°2. Saint-Étienne, CRENAM/Projet Erasmus/2110/07.

JONES J. A. A., 1981.- The nature of soil piping: A review of research. In Geobooks, Norwich, 301p.

JOOSTEN H., 1995.- The golden flow : The changing wolrd of international peat trade. In *A. MOEN, Grunneria, Trondheim, 269p.*

JOOSTEN H. et CLARKE D., 2002.- Wise use of mires and peatlands. Background and principles including a framework for decision-making. International Mire Conservation Group and International Peat Society, *Finlande, 304p.*

JULVE P., 1996.- Les tourbières de France : Écologie et valeur patrimoniale, la végétation des tourbières de France. *"Cahiers Scientifique et Technique du réseau "Tourbières de France", 1, p 2-7.*

KALBITZ K., SOLINGER S., PARK J. H., MICHALZIK B. et MATZNER E., 2000.- Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: A review. In *Soil Science 165 (4), p 277-304.*

KARPLUS W. J., 1983.- The spectrum of mathematical models. In *Perspectives in Computing, 3 (2), p 4-13.*

KEANE R. et DOOGE J., 1975.- The effect of initial moisture on infiltration into peat. In *IASH, Hydrology of marsh-ridden area symposium proceedings, Paris, 273-279 p.*

KELLNER E., 2001.- Surface energy fluxes and control of evapotranspiration from swedish sphagnum mire. In *Agricultural and forest meteorology, 110, p 101-123.*

KELLNER E., WADDINGTON J. M. et PRICE J. S., 2005.- Dynamics on biogenic gas bubbles in peat: Potential effects on water storage and peat deformation. In *Water Resources Research, 41 (8).*

KENDALL C. et MCDONNELL J. J., 1998.- Isotope tracers in catchment hydrology. Elsevier Science, Amsterdam, *839p.*

KENNEDY G. W. et PRICE J. S., 2004.- Simulating soil water dynamics in a cutover bog. In *Water Resources Research, 40 (12), W12410.*

KENNEDY G. W. et PRICE J. S., 2005.- A conceptual model of volume-change controls on the hydrology of cutover peats. In *Journal of Hydrology, 302 (1-4), p 13-27.*

KIRWAN R., 1796.- Elements of mineralogy. 2e édition, Nichols G., *Londres, 510p.*

KLINGER L. F., 1996.- Coupling of soils and vegetation in peatland succession. In *Arctic and Alpine Research, 28 (2), p 380-387.*

KORPIJAAKKO M. et RADFORTH N. W., 1972.- Studies on the hydraulic conductivitiy of peat. In *Proceedings 4th Inernational Peat Congress, Dublin, p 323-334.*

KULCZYNSKI S., 1949.- Peat bogs of polesie. In *Memoirs of the Academy of Polish Science. B, 15, p 1-356.*

KUNTZE H., 1971.- The availability of water in peat soils. *3rd Symposium on Peat in Horticulture 26, p 29-36.*

LABERNARDIERE H., 1964.- Etude géologique de la partie méridionale des monts du forez. *Revue des Sciences naturelles d'Auvergne, 30 (1_4), p 41-75.*

LE ROY LADURIE E. (sous la dir.), 1994.- *Paysages, paysans. L'art et la terre en Europe du Moyen-Age au XXe siècle*. Bibliothèque Nationale de France/Réunion des Musées nationaux, Paris, 288 p.

LAFLEUR P. M. et ROULET N. T., 1992.- A comparison of evaporation rates from two fens of the hudson bay lowland. In *Aquatic Botany, 44, p 59-69.*

LAME FLEURY E.J.F., 1837.- De la législation minérale sous l'ancienne monarchie. Auguste Durand, *Paris, 224p.*

LAPEN D. R., 2002.- Modelling 2nd steady state groundwater flow and flow sensitivity to boundary conditions in blanket peat complexes. In *Hydrological Processes.*

LAPEN D.R., PRICE J.S. et GILBERT R., 2005.- Modelling two-dimensional steady-state groundwater flow and flow sensitivity to boundary conditions in blanket peat complexes, In *Hydrological Processes* 19, p 371-386.

LAPLACE-DOLONDE A., 1995.- Histosols. In: *AFES, Référentiel pédologique, technique et partique, INRA Edition, Paris, 332p.*

LAPLACE-DOLONDE A., 2001.- Fonctionnement hydrologique et diversité typologique ; approche écologiques et socio-économiques ; applications pour une stratégie de conservation et de gestion. *Programme National de Recherche sur les Zones Humides, Ministère de l'Environnement, Agences de l'Eau, GIP Hydrosystèmes, BRGM, Université Lyon 2, p 12-34.*

LAPPALAINEN E., 1996.- Global peat ressources. Lappalainen Edition, International Peat Society, *Finlande, 358p.*

LARBALETRIER A., 1901.- La tourbe et les tourbières. *Masson, Paris, 189p.*

LAROSE S., PRICE J. et ROCHEFORT L., 1997.- Rewetting of a cutover peatland: Hydrologic assessment. In *Wetlands, 17 (3), p 416-423.*

LE GRIEL A., 1991.- L'évolution géomorphologique du Massif Central français - essai sur la genèse d'un relief. Thèse d'Etat, *Université Lyon II, Lyon, 660p.*

LE MAISTRE M., 1788.- Sur les mauvais effets qui sésultent dans le laonnais et le soissonnais de la décomposition de la tourbe pyriteuse dans le voisinage des habitations. In *Journal de physique, de chimie, d'histoire naturelle et des arts, Tome XXXIII (2), p 166-169.*

LEMÉE G., 1941.- Recherches sur l'évolution post-glacaire de l'Auvergne : Ii. Analyse pollinique d'une tourbière des Bois Noirs. In *Revue des Sciences naturelles d'Auvergne, (7), p 40-49.*

LEMÉE G., 1945.- Morphologie et végétation actuelle des tourbières d'Auvergne. In *Revue des Sciences naturelles d'Auvergne, (11), p 59- 70.*

LENOIR X., 2000.- Nouvelle données géochronologiques, géochimiques et isotopiques sur le volcanisme du Forez : Relation avec l'évolution cénozoïque du manteau du Massif Central. In *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Sciences de la terre et des planètes, 330, p 201-207.*

LEROY M., 1999.- Classification d'un site. *Météo France, Note interne de la DSO n°35, 12p.*

LEROY M., 2000.- Estimation de l'incertitude de mesure des précipitations. *Météo France, Note interne de la DSO n°42, 12p.*

LESQUEREUX L., 1844.- Quelques recherches sur les marais tourbeux en général. *Neuchâtel, 138p.*

LETTS M. G., ROULET N. T., COMER N. T., SKARUPA M. R. et VERSEGHY D. L., 2000.- Parametrization of peatland hydraulic properties for the canadian land surface scheme. In *Atmosphere-Ocean, 38 (1), p 141-160.*

LÉVÊQUE C., 1996.- Ecosystèmes aquatiques. Edition Hachette, *Paris, 158p.*

LEWIS I. F., 1929.- Peat bogs of southeastern Canada. In *Ecology, 10 (1), p 155-157.*

LINACRE E. T., 1970.- The evaporation of a swamp. In *Agricultural meteorologie, 7, p 375-386.*

LINDSAY R. A., 1985.- The use of small scale surface patterns in the classification of british peatlands. In *Aquilo Seria Botanicae, 21, p 69-79.*

LINDSAY R. A., 1995.- Bogs: The ecology, classification and conservation of ombrotrophic mires. Scottish Natural Heritage, *Edinburgh, 120p.*

LOXHAM M. et BURGHARDT W., 1986.- Saturated and unsaturated permeabilities of north german peats. in: *C. H. FUCHSMAN, Peat and water, London, p 37-59.*

MALMER N., 1962.- Studies on mire vegetation in the archaean area of southwestern Götaland (south Sweden). I. Vegetation and habitat conditions on the åkhult mire. In *Opera Botanica 7(1), p 1-322.*

MANGIN A., 1984.- Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. In *Journal of Hydrology (Amsterdam), 67 (1-4), p 25-43.*

MANNEVILLE O., 1999.- Les tourbières de France : Causes de régression, intérêts de leur conservation, mise au point nomenclaturale. In *Journal Botanique de la Société Botanique de France, 12, p 73-82.*

MANNEVILLE O., VERGNE V., VILLEPOUX O. et TOURBIÈRES G. D. E. D., 1999. - Le monde des tourbières et des marais- Belgique, France, Luxembourg, Suisse. Edition Delachaux et Niestlé, collection La bibliothèque du Naturaliste, *Paris, Lausanne, 320p.*

MARÉCHAL J.-C., DEWANDEL B. et SUBRAHMANYAM K., 2005.- Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer. In *Water Resources Research 40, (11), 17p.*

MARGAT J., 2000. - Porosité. *Comité National Français des Sciences Hydrologiques (CNFSH).*

MARTIN C., 2002.- Etude du fonctionnement hydrologique des zones humides du Mont-Lozère : L'exemple de la tourbiere des Sagnes. In *Etudes de géographie physique, 29, p 15-43.*

MAZAGOL P.-O., 2006.- Recherche de variables contribuant à l'organisation d'un paysage de moyenne montagne : Le cas des Hautes-Chaumes du Forez. Thèse de doctorat, *Université Jean Monnet, Saint-Étienne, 302 p.*

MAZAGOL P.-O. et PORTERET J., 2006.- Étude de l'organisation du couvert végétal des Hautes-Chaumes du Forez : Un exemple d'utilisation de l'algorithme pegase sur le secteur tourbeux de Gourgon-Bazanne. In: *Colloque RTP "Paysage et environnement", Chilhac (sous presse).*

MCCAIG M., 1983.- Contributions to storm quickflow in a small headwater catchment- the role of natural pipes and soil macropores. In *Earth Surface Processes and Landforms, 8 (3), p 239-252.*

MENDES DA COSTA E., 1757.- A natural history of fossils. *Londres, pagination inconnue.*

MICHELOT J.-L. et DUPASQUIER X., 2001.- Plan de gestion de l'éco-complexe tourbeux de Gourgon. *Conseil Général de la Loire, 90p.*

MITSH W. J. et GOSSELINK J. G., 1993.- Wetlands. Wiley and Sons, Van Nostrand Reinhold, *New York, 722p.*

MOORE I. D., GRAYSON R. B. et LADSON A. R., 1991.- Digital terrain modelling: A review of hydrological, geomorphological, and biological applications. In *Hydrological Processes, 5(1), p 3-30.*

MOORE T. R., 2001.- Les processus biogéochimiques liés au carbone. In *S. Payette and L. Rochefort, éditeurs. Écologie des tourbières du Québec-Labrador: une perspective nord-américaine. Presses de l'Université Laval, Québec, p 183-197.*

MOUSER P. J., HESSION W. C., RIZZO D. M. et GOTELLI N. J., 2005.- Hydrology and geostatistics of a vermont, USA kettlehole peatland. In *Journal of Hydrology, 301 (1-4), p 250-266.*

MUSY A. et HIGY C., 2004.- Hydrologie, une science de la nature. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, *326 p.*

NATIONAL WETLANDS WORKING GROUP, 1997.- The canadian wetland classification system. *Second Edition, 76 p.*

NEBOIT-GUILHOT R. et DAVY L., 1996.- Les français dans leur environnement. Nathan, *Paris, 382p.*

NOURY A., 1859.- Sur l'utilisation industrielle de la tourbe et de son charbon. In *JOBARD, Bulletin du musée de l'industrie, Bruxelles, p 15-27.*

NOVIKOV S. M., 1963.- Raschety vodnogo rezhima i vodnogo balansa nizinnykh bolot i ryamov yuzhnoy chasti zapadno-ssibirskoy nizmennosti (computations of the water regime and the water balance of the fens and mosses mires of the southern part of the west siberian lowlands). In *Trudy gos. gridol. inst., 105, p 5-44.*

NUNGESSER M. K., 2003.- Modelling microtopography in boreal peatlands : Hummocks and hollows. *Ecological modelling, 165 (4), p 175-207.*

NYERGUES D. et PINTER A., 1999.- Les méthodes de reconstitution des paléoenvironnements holocènes : Application aux tourbières des montagnes du haut bassin de la Loire (en français et en hongrois). *Université Jean Monnet, Saint Etienne, 89p.*

NYS L., 1955.- La circulation de l'eau dans les tourbières bombées. In *Annales de la Société de Géologie Belgique, 78, p 463-467.*

OSVALD H., 1933.- Vegetation of the pacific coast bogs of north america. In *Acta Phytogeographica Suecica 5, p 1-32.*

PÄIVÄNEN J., 1966.- In finnish: Sateen jakautuminen erilaisissa metsiköissä, with english summary: The distribution of rainfall in different types of forest stand. *Reprint from Silva Fennica, 119.*

PANAGOULIA D. et DIMOU G., 1996.- Sensitivities of groundwater-streamflow interaction to global climate change. In *Hydrological Sciences Journal, 41 (5), p 781-796.*

PAYETTE S. et ROCHEFORT L., 2001.- L'écologie des tourbières du Québec-Labrador. Presse Universitaires de Laval, *Laval, 621p.*

PELOUZE T. J., 1839.- Traité de l'éclairage au gaz tiré de la houille, des bitumes, des lignites, de la tourbe, des huiles, des résines, des graisses. Leroux et Cie, *Liège, p 252-273.*

PETRONE R. M., 2002.- Statistical characterization of the spatial variability of soil moisture in a cutover peatland. In *Hydrological Processes,18, p 41-52.*

PICTET C., 1808.- Cours d'agriculture angloise avec les développements utiles aux agriculteurs du continent. *Genève, p 247- 405.*

PLEVY S. et CHOLET J., 2004.- Etude des tourbières du plateau des Allebasses (Puy de Dôme) : Cartographie, typologie et éléments de gestion. Rapport de stage, *Université de Savoie, Chambéry, 82p.*

PORTERET J., 2001.- Le rôle des sociétés humaines dans la mise en place et le développement des tourbières du Haut Forez. Mémoire de maîtrise, *Université Jean Monnet, Saint-Étienne, 181p.*

PORTERET J., 2002.- Le rôle des paléoincendies dans la mise en place et le développement des tourbières du nord-est du Massif Central. Mémoire de DEA Interface Nature Société, *Université Jean Monnet, Saint-Étienne, 140p.*

POST W. M., EMANUEL W. R., ZINKE P. J. et STANGENBERGER A. G., 1982.- Soil carbon pools and world life zones. In *Nature, 298 (5870), p 156-159.*

POTZGER J. E. et THARP B. C., 1947.- Pollen profile from a texas bog. In *Ecology, 28 (3), p 274-280.*

PRICE J., ROCHEFORT L. et QUINTY F., 1998.- Energy and moisture considerations on cutover peatlands: Surface microtopography, mulch cover and sphagnum regeneration. In *Ecological Engineering, 10 (4), p 293-312.*

PRICE J. S., 1991.- Evaporation from a blanket bog in a foggy coastal environment. In *Boundary layer meteorology, 57 (4), p 391-406.*

PRICE J. S., 1996.- Hydrology and microclimate of a partly restored cutover bog, Québec. In *Hydrological Processes, 10, p 1263-1272.*

PRICE J. S., 1997.- Soil moisture, water tension, and water table relationships in a managed cutover bog. In *Journal of Hydrology, 202, p 21-32.*

PRICE J. S., 2001.- L'hydrologie. In *S. PAYETTE et L. ROCHEFORT, L'écologie des tourbières du Québec-Labrador, Presses Universitaires de Laval, 621 p.*

PRICE J. S., 2002.- Use of shallow basins to restore cutover peatlands. In *Restoration ecology, 10 (2), p 259-266.*

PRICE J. S. et FITZGIBBON J. E., 1987.- Groundwater storage-streamflow relations during winter in a subarctic wetland, Saskatchewan. In *Canadian Journal of Earth Sciences CJESAP, 24 (10), p 2074-2081.*

PRICE J. S., HEATHWAITE A. L. et BAIRD A., 2003.- Hydrological Processes in abandoned and restored peatlands. In *Wetlands and ecological management, 11, p 65-83.*

PRICE J. S. et MALONEY D., 1994.- Hydrology of a patterned bog fen complex in southeastern Labrador, Canada. In *Nordic hydrology, 25, p 313-330.*

PRICE J. S. et SCHLOTAHAUER S. M., 1999.- Importance of shrinkage and compression in determining water storage changes in peat : The case of mined peatland. In *Hydrological Processes, 13, p 2591-2601.*

PRUITT W. O., SWANN B. D., HELD A., SUTTON B., MATISTA A. et HSIAO T. C., 1987.- Bowen ratio and penman: Australian-California test. *Irrigation system for the 21st century. Portland, OR: American Society of Civil Engineers, p 149-158.*

QUERNER E. P. et VAN BAKEL P. J. T., 1989.- Description of the regional groundwater flow model simgro. In *The Winand Staring Centre.*

REEVE A. S., EVENSEN R., GLASER P. H., SIEGEL D. I. et ROSENBERRY D., 2006.- Flow path oscillations in transient ground-water simulations of large peatland systems. In *Journal of Hydrology, 316 (1-4), p 313-324.*

REEVE A. S., SIEGEL D. I. et GLASER P. H., 2000.- Simulating vertical flow in large peatlands. In *Journal of Hydrology, 227, p 207-217.*

REEVE A. S., SIEGEL D. I. et GLASER P. H., 2001a.- Simulating dispersive mixing in large peatlands. *Journal of Hydrology, 242 (1-2), p 103-114.*

REEVE A. S., WARZOCHA J., GLASER P. H. et SIEGEL D. I., 2001b.- Regional ground-water flow modeling of the glacial lake agassiz peatlands, minesota. In *Journal of Hydrology, 243, p 91-100.*

REMENERIAS E., 1976.- Hydrologie de l'ingénieur. Collection de la Direction des études et recherches d'électricité de France, *Paris, Eyrolles, 456 p.*

REYNIER L., 1793.- De l'influence du climat sur la forme et de la nature des végétaux. In *Journal de physique, de chimie, d'histoire naturelle et des arts, Tome XLIII (2), p 407-409.*

REYNOLDS W. D., BROWN D. A., MATHUR S. P. et OVEREND R. P., 1992.- Effect of in-situ gas accumulation on the hydraulic conductivity of peat. In *Soil Science, 153 (5), p 397-407.*

RIBAUCOURT, 1787.- Instruction sur les tourbières, l'extraction des tourbes, la conservation et l'usage de ce combustible. Agence des Mines, *27p.*

RIGG G. B., 1916.- The toxicity of bog water. In *American Journal of Botany 3, p 436-437.*

RIGG G. B., 1917.- Forest succession and rate of growth in sphagnum bogs. In *Journal of Forestry 15, p 726-739.*

ROBINSON M. et COSANDEY C., 2002.- Impact de la forêt sur les débits d'étiage. *Houille blanche (Grenoble), (3), p 59-63.*

ROCHEFORT L., CAMPEAU S. et BUGNON J.-L., 2002.- Does prolonged flooding prevent or enhance regeneration and growth of sphagnum? In *Aquatic Botany, 74 (4), p 327-341.*

ROMANOV V. V., 1968a.- Evaporation from bogs in the european territory of the USSR. *Trans of Mono. Isparienne S Bolot Evropeiskoi Territori, 1962, 227p.*

ROMANOV V. V., 1968b.- Hydrophysics of bogs. *Israël Program for Scientific Translations, Jerusalem,* 299*p.*

ROMANOV V. V., PAVLOVA K. K., KALYUZHNY I. L. et VOROBIEV, 1975.- Hydrophysical investigations of bogs in the ussr. In *IASH, Hydrology of marsh-ridden area symposium proceedings, Paris, p 77-83.*

ROULET N. T., CRILL P. M., COMER N. T., DOVE A. et BOUBONNIERE R. A., 1997.- CO_2 and CH_4 flux between a boreal beaver pond and the atmosphere. In *Journal of Geophysical Research, 102 (29), p 313-329.*

ROUX C., 1911.- Etude botanique des Monts du Forez. In *Annales de la société botanique de Lyon, 35.*

ROZIER A., MONGEZ A. J. et DELAMETHERIE J. C., 1793.- De la tourbe. *Observations sur la physique, sur l'histoire naturelle et sur les arts, Tome XLII, p 446-447.*

RYCROFT D. W., 1975a.- The transmission of water through peat - part1: Review. In *Journal of Ecology, 63, p 535-556.*

RYCROFT D. W., 1975b.- The transmission of water through peat - part2 : Field experiments. In *Journal of Ecology, 63, p 557-568.*

RYDIN H. et JEGLUM J., 2006.- The biology of peatlands. *Oxford university press, New York, 343 p.*

SCHLOTAHAUER S. M., 1999.- Soil water flow dynamics in a managed cutover peat field, Quebec : Field and laboratory investigations. *Water Resources Research, 35, p 3675-3684.*

SCHOELLER H., 1955.- Géochimie des eaux souterraines. In *Revue de L'Institut Français du Pétrole, 10, p 230-244.*

SCHWAERZEL K., 2002.- Measurement and modelling of real evapotranspiration in peat soils. *EGS XXVII General Assembly, Nice, 21-26 avril 2002.*

SCHWAERZEL K. et BOHL H. P., 2003.- An easily installable groundwater lysimeter to determine water balance components and hydraulic properties of peat soils. In *Hydrology and Earth System Sciences, 7 (1), p 23-32.*

SCHWÄRZEL K., SIMUNEK J., VAN GENUCHTEN M. T. et WESSOLEK G., 2006.- Measurement modeling of soil-water dynamics evapotranspiration of drained peatland soils. In *Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 169 (6), p 762-774.*

SCIAUX G., 2003.- Répartition, genèse et développement des tourbières du Massif Central oriental granitique : Facteurs explicatifs. Mémoire de maîtrise, *Université Jean Monnet, Saint-Etienne, 135p.*

SERRE F., 2001.- La neige dans le Massif Central ; une contrainte pour la gestion des territoires. Presses Universitaires Blaise Pascal, Collection nature et société, *Clermont Ferrand, 200 p.*

SJÖRS H., 1950.- Regional studies in northern Swedish mire vegetation. In *Botaniska Notiser 1950, p 173-222.*

SJÖRS H., 1952.- On the relation between vegetation and electrolytes in north Swedish mire waters. In *Oikos 2(2), p 241-258.*

SPIEKSMA J. F. M., MOORS E. J., DOLMAN A. J. et SCHOUWENAARS J. M., 1997.- Modelling evaporation from a drained and rewetted peatland. *199, p 252-271.*

STARON G., 1995.- L'hiver sur le Massif Central français. Thèse de doctorat d'Etat, *Publications de l'Université de Saint-Etienne, 402p.*

STEMMLER S., LOYAUX-LAWNICZAK S. et BERTHELIN J., 2004.- Effet de la teneur en eau d'un sol sur la réduction bactérienne d'oxydes de fer. In *Comptes rendus Géoscience, 336 (13), p 1171-1179.*

STURGES D. L., 1968.- Hydrological properties of peat from a wyoming mountain bog. In *Soil Science, 106, p 262;264.*

SUCHEL J. B., 1990.- Le climat des Monts du Forez. In *Centre d'Etudes Foreziennes, Les Monts du Forez, le milieu et les hommes, Saint-Étienne, p 81-98.*

TANSLEY A. G., 1939.- The british islands and their vegetation. Cambridge university press, *Cambridge, 474p.*

TERAJIMA T., SAKAMOTO T. et SHIRAI T., 2000.- Morphology, structure and ow phases in soil pipes developing in forested hillslopes underlain by a quaternary sand±gravel formation, hokkaido, northern main island in japan. In *Hydrology Process, 14, p 713-726.*

THEBAUD G., 1988.- Le Haut-Forez et ses milieux naturels, apport de l'analyse phytosociologique pour la connaissance écologique et géographique d'une moyenne montagne cristalline subatlantique. Thèse d'Etat, *Université de Clermont Ferrand II, 330p.*

THÉBAUD G., 1990.- La végétation du Haut-Forez. In *Centre d'Etudes Foreziennes, Les Monts du Forez: Le milieu et les hommes, Publications de l'Université de Saint-Étienne, p 37-63.*

THEBAUD G. et CUBIZOLLE H., 2002.- Peatlands in the northeast of Massif Central (France). In: *Compte rendu des 7e rencontres de l'International Mires Conservation Group: 10 au 22 juillet 2002*

THEBAUD G., CUBIZOLLE H. et PETEL G., 2003.- Etude préliminaire des hauts marais ombrotrophes du Forez septentrional et des Bois Noirs (Massif Central France) : Végétation, évolution et dynamique actuelle. In *Acta Botannicae Gallica, 150 (1), p 35-57.*

THILORIER, 1815.- Système universel ou de l'univers et de ses phénomènes considérés comme les effets d'une cause unique. *Paris, p 333-338.*

THOMPSON M. A., CAMPBELL D. I. et SPRONKEN-SMITH R. A., 1999.- Evaporation from natural and modified raised bog in new zeland. In *Agricultural and forest meteorology, 95, p 95-98.*

TINBERGEN L., 1940.- Observations sur l'évaporation de la végétation d'une tourbière dans les Hautes-Fagnes de Belgique. In *Memoires de la Société Royale des Sciences de Liège, p 21-76.*

TOURMAN A., 1999a.- Etude géomorphologique et écologique des tourbières des Monts de la Madeleine et des Bois Noirs. Mémoire de Maîtrise, *Université Jean Monnet, Saint-Étienne, 154p.*

TOURMAN A., 1999b.- La mise en place des tourbières dans le bassin amont de la Loire : Approche paléogéographique et exploitation des datations par le radiocarbone. Mémoire de DEA Interface Nature Société, *Université Jean Monnet, Saint-Étienne, 59p.*

TOURMAN A., 2008.- Fonctionnement, dynamique et intérêt paléoenvironnemental des tourbières du plateau volcanique du Devès (Velay, Massif Central), Thèse de doctorat, Université Jean Monnet, *Saint-Étienne, 365p.*

TURUNEN J., TOMPPO E., TOLONEN K. et REINIKAINEN A., 2002.- Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in finland-application to boreal and subarctic regions. In *The Holocene, 12 (1), p 69.*

TYUREMNOV S. N. et VINOGRADOVA E. A., 1953.- Geomorfologicheskaya klassifikattsiya torfyanykh mestorozhdeniy na territorii rsfsr (geomorphological classification of the peat deposits of the rufsr). *Trudy mosk. torf. univ. , 11, p 3-51.*

VAN-SETERS T. E. et PRICE J., 2002.- Toward a conceptuel model of hydrological change on an abandoned cutover bog, Quebec. In *Hydrological Processes, 16 (10), p 1965-1981.*

VAN VLIET-LANOË B., 1988.- Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest : Processus et héritages. Thèse d'Etat, Université de Paris I, *Sorbonne, 854p.*

VERRY, E.S. 1984.- Microtopography and water table fluctuation in a Sphagnum mire. In *Proceedings: 7th International Peat Congress*. The Irish National Peat Committee, 18-23 June, 1984, *Dublin, Ireland (UBC).*

VIRARAGHAVAN T. et AYYASWAMI A., 1987.- Use of peat in water pollution control: A review. Canadian Journal of Civil Engineering, *14 (2), p 230-233.*

VOROB'EV P. K., 1969.- Opredelenie vodootdachi iz torfyanoy zalezhi estestvennykh bolot - determination of the water yield from the peat deposits of natural mires. In *Trudy gos. gridol. inst., 177, p 59-80.*

VOROSMARTY C. J., GREEN P., SALISBURY J. et LAMMERS R. B., 2000.- Global water resources: Vulnerability from climate change and population growth, 289, n°5477, p. 284-288.

WADDINGTON J. M. et MCNEIL P., 2002.- Peat oxydation in an abandoned cutover peatland. In *Canadian Journal of Soil Science, 82 (3), p 279-286.*

WASTIAUX C., 2000.- Facteurs hydrologiques de la dégradation des tourbières hautes à sphaignes des Hautes-Fagnes. *Université de Liège, 223p.*

WEBER C. A., 1902.- Ueber die vegetation und entstehung des hochmoors von augstumal im memeldelta. Paul Parey, *Berlin, 252p.*

WEBER C. A., 1907.- Aufbau und vegetation der moore nord-deutschlands. In *Beiblatt zu den Botanischen Jahrbüchern, 99, p 19-34.*

WEISS R., SHURPALI N. J., SALLANTAUS T., LAIHO R., LAINE J. et ALM J., 2006.- Simulation of water table level and peat temperatures in boreal peatlands. In *Ecological Modelling, 192 (3-4), p 441-456.*

WESSOLEK G., SCHWAERZEL K., RENGER M., SAUBERBREY R. et SIEWERT C., 2002.- Soil hydrology and co2 release of peat soils. In *Journal of Plant Nutrition Soil Science, 165, p 494-500.*

WHITTING M., 1948.- Forsatta katjonbestamningar i myrvatten. In *Svensk Botanisk Tidskrift 42, p 116-134.*

WHITTINGTON P. N. et PRICE J. S., 2006.- The effects of water table draw-down (as a surrogate for climate change) on the hydrology of a fen peatland, Canada. In *Hydrological Processes, 20 (17), p 3589-3600.*

WICKMAN F. E., 1951.- The maximum height of raised bogs and a note on the motion of water in soligenous mires. *Geol. Fören. Förhandhl, 73, p 413-422*.

WILCOX D. A., SWEAT M. J., CARLSON M. L. et KOWALSKI K. P., 2006.- A water-budget approach to restoring a sedge fen affected by diking and ditching. In *Journal of Hydrology, 320 (3-4), p 501-517.*

WINSTON R., B., 1994.- Models of the geomorphology, hydrology, and development of domed peat bodies. *Geologic society of America bulletin, 106 (12), p 1594-1604.*

WOOD J., 1996.- The geomorphological characterisation of digital elevation models. Thèse de doctorat, *University of Leicester, 185 p.*

YU Z., CAMPBELL D. I., VITT D. H. et APPS M. J., 2001a.- Modelling long-term peatland dynamics. I concepts, review, and proposed design. In *Ecological Modelling, 145, p 197-210.*

YU Z., TURETSKY M. R., CAMPBELL D. I. et VITT D. H., 2001b.- Modelling long-term peatland dynamics. Ii processes and rates as inferred from litter and peat-core data. In *Ecological Modelling, 145, p 159-173.*

ZOLTAI S. C. et POLLETT F. C., 1983.- Wetlands in Canada: Their classification, distribution, and use. In A. J. P., Gore (ed.), *Ecosystems of the World* (4B). *Mires, Swamp, Bog, Fen, and Moor, Vol. 2*, Elsevier, *Amsterdam, p. 245-268*.

Table des figures

Index des tableaux

Planches photographiques

Annexes

ANNEXE 1 - Les formules de base pour le calcul de l'évapotranspiration

- Blaney-Criddle en mm par mois : $\boldsymbol{ET_0 = (8{,}13 + 0{,}46\, t)\, p}$

Avec t : température moyenne mensuelle
p : pourcentage d'éclairement fonction de la latitude

- Thornthwaite pour l'ETP mensuelle s'écrit :

$$ETP = 16 * \left(10 \frac{T}{I}\right)^{a} * F(\lambda)$$

Avec t : température moyenne mensuelle
I : indice thermique annuel
$I = \Sigma\, i_{mens}$ $i = (t/5)^{1.514}$
$a = 0.016\, I + 0.5$

Les formules de Serra et de Coutagne bien qu'insuffisantes permettre d'obtenir une première estimation des valeurs d'ETP et d'ETR.

- L'évapotranspiration potentielle peut être estimée à l'aide de la formule de Serra :

$$ETP = 16 * \left(10 \frac{T}{I}\right)^{a}$$

avec $i = 0{,}09\, T^{3/2}$

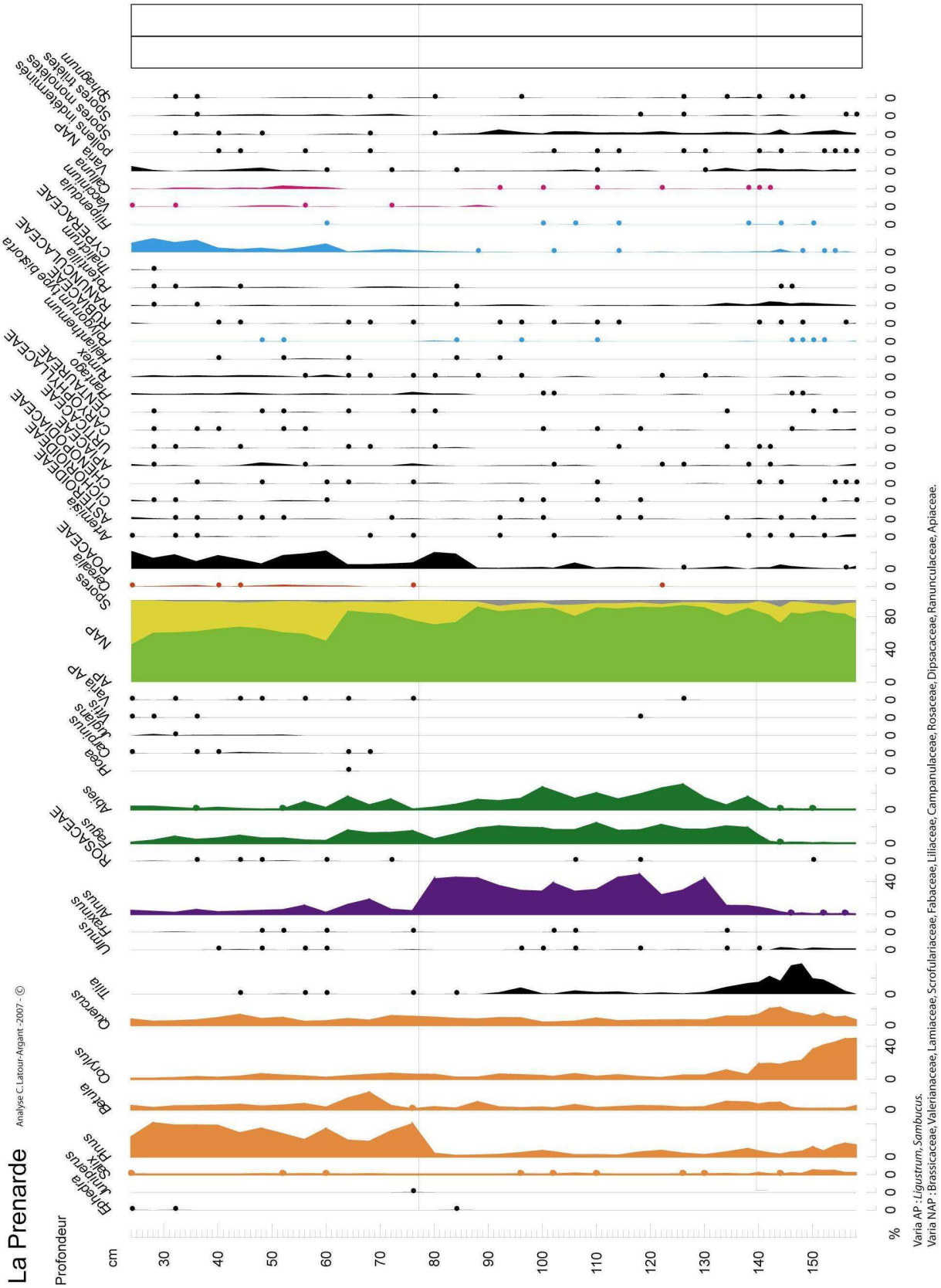
- L'ETR est calculée suivant la formule de Coutagne :

$$ETR = 210 + 30\, T$$

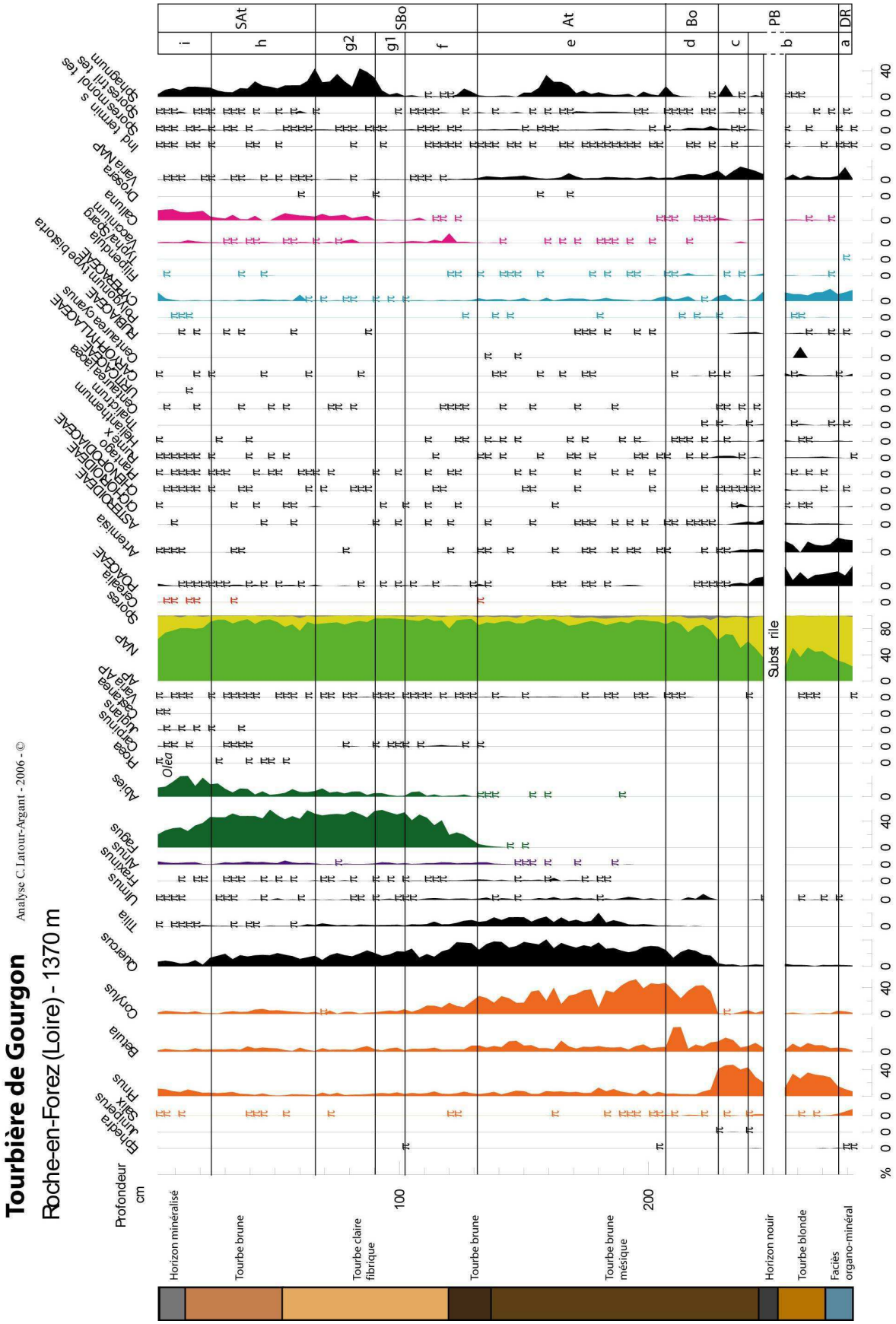
T température en degrés Celsius

I Indice thermique annuel, somme des douze indices thermiques mensuels (i)

ANNEXE 2 - Diagrammes polliniques de la tourbière de la Prenarde



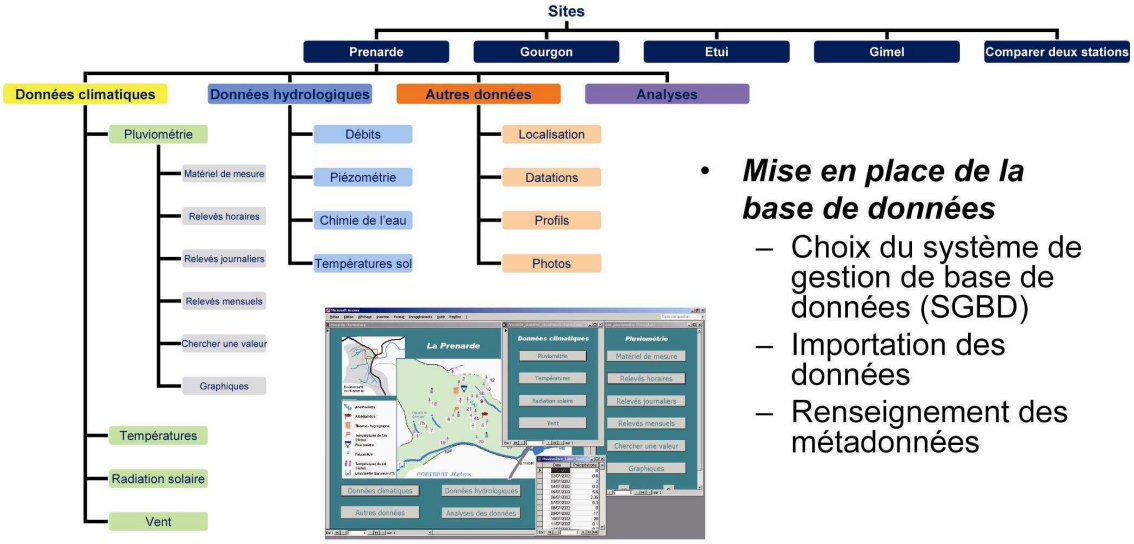
ANNEXE 3 – Diagrammes polliniques de la tourbière de Gourgon



ANNEXE 4 - Réflexion pour la mise en place et gestion des données hydrologiques

Construction de la base de données

- ***Classement et organisation des données***
  - Mise en place d'un protocole de récupération des données sur le terrain
  - Réflexion sur l'organisation des données



- ***Mise en place de la base de données***
  - Choix du système de gestion de base de données (SGBD)
  - Importation des données
  - Renseignement des métadonnées

Diffusion de l'information

Objectif : mise à disposition des données pour les scientifiques et gestionnaire et centralisation des données relatives aux tourbières

- ***Publication des données sur internet***
  - Compatibilité du SGBD avec les formats de diffusion sur le WEB
  - Procédures simples pour la mise à jour des données
- ***Création d'un réseau des sites***
  - Établissement cahier des charges pour le suivi des sites
  - Création d'un guide d'utilisation de la base de donnée
  - Accessibilité à distance de la base par les gestionnaires (multi-utilisateurs) pour l'ajout et la mise à jour des données

The Peat Bog soldiers

Everywhere you watch
Bog and marshes all around
The chirping of the birds does not please us
Oaks are standing bare and crooked

We are the bog soldiers
And we move with the spade; into the bog
We are Bog soldiers
And we move with the spade; into the bog

Résumé

Après des décennies de désintérêt total et de destructions par le drainage et l'extraction de tourbe, les tourbières sont finalement considérées depuis une dizaine d'années comme des écosystèmes d'un intérêt majeur, tant du point de vue de la ressource en eau qu'elles stockent que de la diversité biologique qu'elles abritent et des archives paléoenvironnementales qu'elles conservent. Ce travail s'est inscrit dans le cadre des programmes de recherche lancés dans le Massif Central oriental avec le double objectif d'assurer les missions de recherche fondamentale notamment afin de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique des tourbières et répondre aux questions des gestionnaires engagés dans la conservation et la restauration de ces zones humides.

Nous avons donc abordé, dans ces pages, la problématique du rôle hydrologique des tourbières en deux volets. Nous montrons dans quelle mesure le fonctionnement hydrologique des tourbières sélectionnées est conforme aux modèles dont nous disposons à travers l'importante littérature internationale, principalement anglo-saxone. Ensuite, nous évaluons l'impact de la présence des tourbières à l'échelle des têtes de bassins versants.

Les tourbières hautes comme les tourbières basses constituent d'importants stocks d'eau. Les principaux résultats mettent en avant la spécificité des tourbières vis-à-vis de la restitution de l'eau qui arrive à leur surface. Elles influent sur les volumes d'eau évapotranspirés, stockés et écoulés. Leur capacité d'absorption de l'eau dans l'acrotelm leur confère un rôle de régulation des écoulements dont l'efficacité varie au cours de l'année hydrologique. Les résultats de cette étude nous permettent au final d'affirmer, en terme de gestion de la ressource en eau, la nécessité d'une prise en compte globale des milieux tourbeux à l'échelle des bassins versants.

Abstract

After decades of neglect and total destruction by drainage and extraction of peat, mires have finally been considered over the last ten years as ecosystems of major interest, both in terms of water resources that they store, the biodiversity they contain, and paleoenvironmental records they retain. This work was part of research programs launched in the Eastern Massif Central with the dual objective of ensuring missions including basic research for a better understanding of water bogs and answering questions from managers engaged in conservation and restoration of the wetlands.

In these pages, we discussed in two parts the problematic of hydrological role of mires. First we show how the hydrological functioning of peatlands complies with selected models available within the important international literature, mainly Anglo-Saxon. Then we assess the impact of the presence of mires at the level of heads of watersheds.

The bogs as well as the fens are large stocks of water. The main results highlight the uniqueness of peatlands towards the restoration of water coming into their surface. They affect the volumes of water evaporation, stored and disposed of. Their ability to absorb water in the acrotelm gives them a regulating role which effectiveness varies during the hydrological years. The results of this study finally allow to state, in terms water resources management, that a global consideration of the mires at the level of watersheds is very much needed.